

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

***ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA DAS BACIAS DOS RIOS
JERIBUCASSU E BURUNDANGA, ITACARÉ, BAHIA –
MAPEAMENTO EM ESCALA 1: 25.000***

Mestrando: Paulo Fernando Meliani

Orientador: Prof. Dr. Joël Pellerin

Ilha de Santa Catarina, Santa Catarina
Março de 2003

SUMÁRIO

RESUMO	i
RÉSUMÉ	ii
AGRADECIMENTOS	iii
LISTA DE FIGURAS	iv
LISTA DE FOTOGRAFIAS	v
LISTA DE FOTOMICROGRAFIAS	vii
LISTA DE GRÁFICOS	ix
LISTA DE MAPAS	x
LISTA DE QUADROS	xi
Introdução	01
1. O MUNICÍPIO DE ITACARÉ, ESTADO DA BAHIA	04
1.1 Características climáticas	16
1.1.1 Pluviosidade e gênese das chuvas	17
1.2 Conhecimento sobre o relevo	21
1.2.1 Setorização do relevo costeiro	24
1.2.1.1 Setor Norte	24
1.2.1.2 Setor Sul	25
2. TEORIA E MÉTODO DA ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA DAS BACIAS DOS RIOS JERIBUCASSU E BURUNDANGA	27
2.1 Elementos de análise geomorfológica	27
2.1.1 Bacias hidrográficas	28
2.1.2 Litologia, petrografia e estrutura tectônica	32
2.1.3 Relevo, modelados e formações superficiais associadas	37
2.2 Mapeamento geomorfológico	45
2.2.1 Fotointerpretação geomorfológica e pesquisa de campo	45
2.2.2 Caracterização granulométrica de formações superficiais	47
2.2.3 Caracterização petrográfica de lâminas delgadas	48
2.2.4 Cartografia digital	49

3. HIDROGRAFIA	53
3.1 Características morfométricas das bacias	53
3.1.1 Área e rede hidrográfica	53
3.1.2 Hierarquia fluvial e padrões de drenagem	55
3.1.3 Densidade hidrográfica e densidade de drenagem	56
3.1.4 Forma das bacias	57
 4. GEOLOGIA	 60
4.1 Litologia	60
4.1.1 Complexo metamórfico	61
4.1.2 Coberturas sedimentares (Formação Barreiras?)	69
4.1.3 Depósitos quaternários	75
4.2 Petrografia	81
4.2.1 Granulitos máfico e ultramáfico	82
4.2.2 Granulitos félsicos	86
4.2.3 Milonitos félsicos	91
4.2.4 Pegmatito milonitizado	95
4.2.5 Arenito conglomerático	96
4.3 Estrutura: lineamentos, fraturas e foliações	97
 5. GEOMORFOLOGIA	 100
5.1 Modelados de dissecação em morros e outeiros	100
5.1.1 Alterações do complexo metamórfico	108
5.1.2 Formações de origem sedimentar	111
5.1.2.1 Formações arenosas bruno-amareladas	111
5.1.2.2 Formações areno-cascalhentas com podzol gigante	113
5.1.3 Couraças	117
5.2 Modelados de acumulação	120
5.2.1 Planícies aluviais	120
5.2.2 Planície de maré	123
5.2.3 Praias e terraços marinhos	124
5.2.4 Campos de dunas	127
 6. CONSIDERAÇÕES SOBRE A GEOMORFOGÊNESE	 133
 Referências bibliográficas	 139

RESUMO

O contato do planalto cristalino com o mar em Itacaré, no estado da Bahia, estabelece a formação de um relevo elevado ao longo da costa sul do município, uma costa predominantemente rochosa com praias melhor desenvolvidas somente junto à foz dos rios costeiros, como o Jeribucassu e o Burundanga. As bacias hidrográficas destes dois rios possuem relevante importância pela posição geográfica que ocupam. Estão localizadas em uma faixa costeira do estado da Bahia de alto valor paisagístico e ecológico, em virtude da beleza cênica das formas do relevo, bem como pela presença de remanescentes primários da degradada floresta tropical atlântica brasileira. Além da importância paisagística e ecológica das bacias, o rio Jeribucassu tem parte de suas águas captada para o abastecimento público do distrito-sede de Itacaré. A conservação da bacia do rio Jeribucassu, em especial a preservação da natureza de seu curso e de suas nascentes, bem como de seus afluentes, é fundamental à vida da comunidade local. Como pesquisa geomorfológica básica, as bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga foram estudadas por meio de fotointerpretação, pesquisas de campo, análises de lâminas delgadas de rochas e análises granulométricas de formações superficiais. Os resultados foram representados em cartografia digital, um instrumento fundamental para as análises morfométricas e de distribuição das características hidrográficas, geológicas e geomorfológicas. As análises apoiadas em pesquisas bibliográficas permitiram levantar algumas considerações sobre a geomorfogênese das bacias. Dentre as características hidrográficas destacam-se o padrão e a densidade de drenagem. A influência estrutural sobre as redes hidrográficas é reconhecida no padrão de drenagem paralelo ou sub-paralelo dos rios e afluentes principais, enquanto que os pequenos afluentes e os menores cursos d'água apresentam um padrão dendrítico. Elevados índices de densidade de drenagem revelam a intensa dissecação linear do relevo, um verdadeiro "labirinto" de pequenos vales de 1ª ordem, onde o conjunto dos interflúvios forma uma paisagem típica de "mar de morros". Composto por granulitos e milonitos entre outras rochas, o embasamento das bacias faz parte de um domínio metamórfico complexo, localmente recoberto por rochas sedimentares (Formação Barreiras?) e depósitos quaternários. A tectônica se evidencia na estrutura geológica sob a forma de foliações e fraturamentos de orientação preferencial NE, bem como em alinhamentos do relevo, mormente fundos de vales encaixados e interflúvios alongados. O relevo correspondente ao setor de topografia mais elevada, localizado no oeste da área estudada, foi mapeado como modelado de dissecação em morros, enquanto que o setor mais rebaixado e próximo à costa foi mapeado como modelado de dissecação em outeiros. Os modelados de acumulação correspondem às planícies aluviais e de marés, praias arenosas e de blocos, terraços marinhos e campos de dunas. As formações superficiais foram classificadas, segundo suas características físicas e evolutivas, como alterações do complexo metamórfico, formações de origem sedimentar e couraças.

RÉSUMÉ

Le contact du plateau cristallin avec la mer à Itacaré, état de Bahia, au Brésil, détermine la formation d'un relief élevé le long du littoral, bordé par une côte rocheuse découpée par une suite de plages plus développées à l'embouchure des fleuves côtiers, comme le Jeribucassu et le Burundanga. Les bassins hydrographiques des ces fleuves ont une grande importance par rapport à leur position géographique. Ils sont situés le long d'une bande côtière de l'état de Bahia de haute valeur paysagistique et écologique, grâce à la beauté scénique des formes du relief et de la présence de la forêt tropicale atlantique brésilienne. Au-delà de l'importance paysagistique et écologique des bassins, le fleuve Jeribucassu alimente Itacaré, donc la conservation de son bassin, et spécialement la préservation de la nature de son cours et de ses sources, est fondamentale à la vie de la communauté. Recherche géomorphologique de base, les bassins des fleuves Jeribucassu et Burundanga ont été étudiés par photointerprétation, étude sur le terrain, analyses de lames minces de roche et analyses granulométriques de formations superficielles. Les résultats ont été représentés en cartographie digitale, instrument fondamental d'analyses des caractéristiques hydrographiques, géologiques et géomorphologiques. L'analyse appuyée sur une recherche bibliographique, a permis d'élaborer des considérations sur l'évolution générale du relief des bassins. Parmi les caractéristiques hydrographiques des bassins se détachent l'organisation de réseau et la densité de drainage. L'influence de la structure se reconnaît par un réseau de drainage parallèle et subparallèle des fleuves et affluents principaux, tandis que les petits affluents et les cours d'eau mineurs forment un réseau dendritique. Des indices élevés de densité de drainage révèlent une intense dissection linéaire du relief, un vrai labyrinthe de petites vallées de premier ordre, où l'ensemble des interfluvies forme un paysage typique de "mar de morros". Le substratum géologique fait partie d'un complexe cristallophyllien localement recouvert de roches sédimentaires (Formation "Barreiras"?) et de dépôts quaternaires. La tectonique s'observe dans la structure sous la forme de foliations et de fractures d'orientation particulièrement dans le sens NE, ainsi que pour des alignements du relief de même orientation, soulignés par les axes de fonds de vallées encaissées et d'interfluvies allongés. Le relief correspondant au secteur de topographie plus élevée, situé à l'ouest de la zone étudiée, a été classé comme étant un modèle de dissection en "morros", tandis que le secteur plus rabaisée, et proche de la côte, comme étant un modèle de dissection en "outeiros". Les modèles d'accumulation correspondent aux plaines alluviales et de marés, aux plages sableuses ou à blocs, aux terrasses marines et aux champs de dunes. Les formations superficielles ont été classées, selon leurs caractéristiques physiques et évolutives, en altérations du complexe métamorphique, en formations d'origine sédimentaire et en cuirasses.

AGRADECIMENTOS

Devo a meu pai, *Ricardo Meliani*, muito além do que sou capaz de expressar, por, mesmo em outro plano, apoiar a realização de todos os meus sonhos. De São Paulo, agradeço à minha mãe *Armida Lorenzetti*, à meus irmãos *Mauro Cezar Meliani*, *Ana Cláudia Lorenzetti Leme* e *João Marcelo Lorenzetti Leme*, à meu tio *Pedro Meliani*, e à *Ubiratan da Silva Leme Filho*.

Esta dissertação só foi possível pela contribuição de *Joël Pellerin*, orientador e pesquisador incansável, e de *Giuliano Andréas Jachowicz*, amigo e fotointérprete atento. Fundamentais ainda foram as contribuições de *Edison Ramos Tomazzoli*, *José Henrique Vilela*, *Jürgen Wischerman Júnior*, *Kleber Nunes Pereira*, *Michel Guy Abes*, *Reginaldo José Carvalho* e *Sérgio Paiva*.

Quero agradecer o apoio recebido na Bahia, em especial de *Alessandro Coelho*, *André Carvalho*, *Antonio Fontes*, *Cláudio Lopo*, *Lucedino Ribeiro*, *Marcelo Araújo* e a todos informantes de campo, como *Alfredo*, *Chapéu Branco*, *Dona Emília*, *Dona Otília*, *Márcio* e *Marco*.

Sou grato ainda aos professores e companheiros da UFSC, *Janaina Carla dos Santos*, *Leila Christina Dias*, *Luiz Antonio Paulino*, *Luiz Henrique Fragoas Pimenta*, *Magaly Mendonça* e *Pablo Ritto Koehler*. Da UDESC, *Maria Graciana de Deus Vieira*, *Mariane Alves Dal Santo*, *Maria Paula Marimon*, *Maurício Silva* e *Ricardo Wagner ad-Vincula Veado*.

Agradeço ao *CNPq*, dois anos de bolsa de pesquisas, à *Companhia das Letras*, pelos exemplares de professor e a *Patrícia Perina*, pela gentileza.

Presenças ilustram meus momentos: *Bob Marley*, *Camisa de Vênus*, *Raul Seixas* e *Zé Ramalho*. Amigos a minha vida: *Adriana Mantelli*, *Ana Maria Preve*, *Daniela Costa Fiorin*, *Denis Augusto Gonçalves de Oliveira*, *Giuliano Andreas Jachowicz*, *Kátia Agostinho*, *Luiz Guilherme Marins de Sá*, *Luiz Roberto Durigon*, *Thor*.

Agradeço a benção das águas que me permitem tantas *braçadas*.

LISTA DE FIGURAS

<u>Figura 01:</u> Faixa costeira do município de Itacaré com destaque para as bacias dos rios Jeribucassu, Burundanga e costeiros adjacentes.....	11
<u>Figura 02:</u> Distribuição da cobertura vegetal da faixa costeira de Itacaré em 1994.....	13
<u>Figura 03:</u> Texturas comuns de rochas metamórficas.....	34
<u>Figura 04:</u> Diagrama Pressão-Temperatura-Profundidade mostrando as fácies metamórficas.....	35
<u>Figura 05:</u> Classificação das rochas sedimentares de acordo com a granulometria.....	36
<u>Figura 06:</u> Compartimentação tectônica de parte do Cráton do São Francisco.....	62
<u>Figura 07:</u> Esboço geológico da região granulítica do sul da Bahia.....	63
<u>Figura 08:</u> Distribuição geográfica e relações de contato do Complexo São José na Folha Itabuna.....	65
<u>Figura 09:</u> Evidências de retrometamorfismo através das transformações mineralógicas mais frequentes do Complexo São José.....	66
<u>Figura 10:</u> Lineamentos estruturais principais da faixa costeira de Itacaré.....	98
<u>Figura 11:</u> Perfis topográficos das bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga.....	104
<u>Figura 12:</u> Esquema de evolução de latossolos em podzols.....	116
<u>Figura 13:</u> Posição de couraça ferruginosa consolidada.....	117
<u>Figura 14:</u> Esquema de evolução da crosta pisolítica de um perfil ferruginoso.....	119
<u>Figura 15:</u> Curva de variação do nível relativo do mar no setor no setor situado ao norte de Salvador durante os últimos 7.000 anos.....	126
<u>Figura 16:</u> Distribuição das superfícies cíclicas de denudação de parte do leste do Brasil segundo KING (1967).....	135

LISTA DE FOTOGRAFIAS

<u>Fotografia 01:</u> Possível metabasalto encaixado nas rochas do Complexo Metamórfico. Costão direito da praia da Engenhoca, Itacaré.....	67
<u>Fotografia 02:</u> Milonito pegmatítico (mais claro) associado a milonitos graníticos e granulitos ultramáficos.....	68
<u>Fotografias 03 e 04:</u> Perfil da cobertura sedimentar (Formação Barreiras?) do ponto de observação 103.....	70
<u>Fotografias 05 e 06:</u> Perfil d cobertura sedimentar (Formação Barreiras?) do ponto de observação 112.....	71
<u>Fotografia 07:</u> Formação superficial areno-cascalhenta com podzol.....	73
<u>Fotografia 08:</u> Arenito conglomerático. Amostras de mão de couraça ferruginosa consolidada.....	74
<u>Fotografia 09:</u> Manguezal sobre deposição flúvio-marinha junto à desembocadura do rio Jeribucassu.....	76
<u>Fotografia 10:</u> Terraço marinho de blocos rochosos cimentados por matriz arenosa. Costão esquerdo da praia do Havaizinho.....	79
<u>Fotografia 11:</u> Depósito eólico dissecado pelo mar na praia da Engenhoca.....	80
<u>Fotografia 12:</u> Modelado de dissecação em morros.....	101
<u>Fotografia 13:</u> Baixo curso do rio Jeribucassu. Modelado de dissecação em outeiros....	102
<u>Fotografia 14:</u> Cabeceira de vale em anfiteatro junto à nascente represada de um curso d'água formador do riacho das Piabas.....	105
<u>Fotografia 15:</u> Costões rochosos que separam as faixas arenosas da praia do Havaizinho.....	106
<u>Fotografia 16:</u> Disposição sub-vertical dos planos de xistosidade e dos fraturamentos transversais das rochas que compõem plataforma de abrasão marinha na praia do Havaizinho.....	107
<u>Fotografias 17 e 18:</u> Perfil de alteração argilo-arenosa bruno-amarelada escura revelada por corte de estrada da rodovia BA-654.....	109
<u>Fotografia 19:</u> Seção do rio Jeribucassu com rochas metamórficas aflorando no leito e condicionando a formação de corredeiras.....	110

<u>Fotografia 20:</u> Perfil da formação areno-cascalhenta com podzol em mina de extração de areia.....	115
<u>Fotografia 21:</u> Planície de inundação e deposição aluvial em afluyente do rio Jeribucassu.	121
<u>Fotografia 22:</u> Cascata posicionada à jusante de planície aluvial do riacho Vitorino. .	122
<u>Fotografia 23:</u> Desembocadura do rio Burundanga, praia da Engenhoca.....	124
<u>Fotografia 24:</u> Terraço marinho de seixos e blocos rochosos posicionado sobre parte do costão esquerdo da praia do Havaizinho.....	127
<u>Fotografia 25:</u> Duna posicionada sobre terraço marinho de blocos na praia do Jeribucassu.....	129
<u>Fotografia 26:</u> Falésia esculpida em campo de dunas junto à praia da Engenhoca.....	130
<u>Fotografia 27:</u> Seção da face dissecada do campo de dunas da praia da Engenhoca.....	131

LISTA DE FOTOMICROGRAFIAS

<u>Fotomicrografia 01:</u> Granulito básico (ponto de observação 130). Textura geral da amostra: Hiperstênio (Hy) e Plagioclásio (Pl). Luz polarizada e aumento de 32x.....	83
<u>Fotomicrografia 02:</u> Granulito básico (ponto de observação 130). Textura geral da amostra: Hiperstênio (Hy) e Plagioclásio (Pl). Observar hiperstênio exibindo lamelas de ex-solução de clinopiroxênio. Luz polarizada e aumento de 32x.....	84
<u>Fotomicrografia 03:</u> Granulito ultramáfico (ponto de observação 99). Textura geral da amostra. Luz natural e aumento de 32x.....	85
<u>Fotomicrografia 04:</u> Granulito ultramáfico (ponto de observação 99). Observar a magnetita (Mn) nos interstícios do clinopiroxênio (Cpx) retrometamorfizado à anfibólio (Anf). Luz natural e aumento de 100x.....	86
<u>Fotomicrografia 05:</u> Granulito quartzo-feldspático (ponto de observação 04). Aspecto textural da amostra: Quartzo (Qz), Plagioclásio (Pl), K-feldspato (Kf). Luz polarizada e aumento de 32x.....	87
<u>Fotomicrografia 06:</u> Granulito félsico (ponto de observação 04). Observar ocorrência do Hiperstênio (Hy). Luz natural e aumento de 100x.....	88
<u>Fotomicrografia 07:</u> Granulito félsico (ponto de observação 01, amostra cinza claro). Observar veios de quartzo (V) cortando rocha granítica a base de quartzo, k-feldspato e plagioclásio recristalizados. Luz polarizada e aumento de 32x.....	89
<u>Fotomicrografia 08:</u> Granulito félsico (ponto de observação 01, amostra cinza claro). Observar k-feldspato com textura gráfica (Kf). Luz natural e aumento de 32x.....	90
<u>Fotomicrografia 09:</u> Granulito félsico (ponto de observação 01, amostra cinza claro). Observar blastos de hiperstênio (Hy). Luz natural e aumento de 100x.....	90
<u>Fotomicrografia 10:</u> Milonito félsico (ponto de observação 01). Textura geral da amostra. Observar foliação milonítica representada por linhas diagonais. Luz natural e aumento de 16x.....	91
<u>Fotomicrografia 11:</u> Milonito félsico (ponto de observação 01). Textura geral da amostra. Observar a alternância de quartzo policristalino em veios (Bqz) e as bandas quartzo-feldspáticas milonitizadas (Bqf). Luz polarizada e aumento de 16x.....	92
<u>Fotomicrografia 12:</u> Milonito félsico (ponto de observação 99). Textura geral da amostra. Luz polarizada e aumento de 16x.....	93

<i><u>Fotomicrografia 13:</u> Milonito félsico (ponto de observação 99). Detalhe da rocha de natureza félsica milonitizada. Luz polarizada e aumento de 32x.....</i>	<i>94</i>
<i><u>Fotomicrografia 14:</u> Milonito félsico (ponto de observação 99, amostra com menor teor de veios de quartzo). Plagioclásio (Pl), Quartzo (Qz) e K-feldspato (Kf). Luz polarizada e aumento de 100x.....</i>	<i>94</i>
<i><u>Fotomicrografia 15:</u> Pegmatito milonitizado (ponto de observação 99). Textura geral da amostra: Cristalclastos de k-feldspato (CKF), Rocha pegmatítica milonitizada – Banda Milonítica (BM). Luz polarizada e aumento de 16x.....</i>	<i>95</i>
<i><u>Fotomicrografia 16:</u> Arenito conglomerático (ponto de observação 118). Aspecto textural da amostra: grãos de quartzo (claros) cimentados por óxido de ferro (escuro). Luz natural e aumento de 32x.....</i>	<i>96</i>

LISTA DE GRÁFICOS

<u>Gráfico 01:</u> Totais pluviométricos anuais em Itacaré entre 1964 e 1991.....	17
<u>Gráfico 02:</u> Totais pluviométricos sazonais em Itacaré entre 1964 e 1991.....	18

LISTA DE MAPAS

<u>Mapa 01:</u> Mapa de localização da microrregião geográfica “Ilhéus-Itabuna” e do município de Itacaré, Bahia, Brasil.....	05
<u>Mapa 02:</u> Mapa de localização geográfica das bacias dos rios Jeribucassu, Burundanga e riachos costeiros adjacentes, Itacaré, Bahia.....	10
<u>Mapa 03:</u> Mapa de localização dos pontos de observação para o mapeamento geomorfológico das bacias dos rios Jeribucassu, Burundanga e costeiros adjacentes, Itacaré, Bahia.....	52
<u>Mapa 04:</u> Mapa da rede hidrográfica das bacias dos rios Jeribucassu, Burundanga e costeiros adjacentes, Itacaré, Bahia.....	59
<u>Mapa 05:</u> Mapa geológico das bacias dos rios Jeribucassu, Burundanga e costeiros adjacentes, Itacaré, Bahia.....	99
<u>Mapa 06:</u> Mapa geomorfológico das bacias dos rios Jeribucassu, Burundanga e costeiros adjacentes, Itacaré, Bahia.....	132

LISTA DE QUADROS

<u>Quadro 01:</u> Características morfométricas das bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga.....	58
<u>Quadro 02</u> Características morfométricas das bacias costeiras adjacentes.....	58
<u>Quadro 03:</u> Descrição do perfil da cobertura sedimentar (Formação Barreiras?) do ponto de observação 112.....	72
<u>Quadro 04:</u> Localização dos afloramentos e classificação petrográfica das amostras analisadas.....	82
<u>Quadro 05:</u> Cor e distribuição granulométrica percentual de amostras da formação arenosa bruno amarelada. Ponto de observação 35.....	112
<u>Quadro 06:</u> Distribuição granulométrica percentual de amostras da formação arenocascalhenta com podzol do ponto de observação 05.....	113
<u>Quadro 07:</u> Distribuição granulometria percentual de depósito aluvial (ponto de observação 55).....	120
<u>Quadro 08:</u> Distribuição granulométrica percentual do depósito eólico junto à praia da Engenhoca (ponto de observação 100).....	130

1. O MUNICÍPIO DE ITACARÉ, ESTADO DA BAHIA

O distrito-sede do município de Itacaré localiza-se junto à foz do rio de Contas, um rio que nasce na Chapada Diamantina, percorre cerca de 476 quilômetros até alcançar o oceano Atlântico, na conhecida zona “cacaueira” da Bahia. Na divisão regional do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 1990), o município de Itacaré pertence a “Messorregião Sul Baiano”, mais especificamente a “Microrregião Geográfica Ilhéus-Itabuna” (Mapa 01, página 05).

A origem da cidade de Itacaré remonta o início do século 18, quando em um aldeamento indígena localizado junto à foz do rio de Contas, o padre jesuíta Luís de Grã erigiu uma capela sob a invocação de São Miguel, batizando a “povoação” com o nome de “*São Miguel da Barra do rio de Contas*” (IBGE, 1958). Em 1732, a povoação foi elevada a categoria de vila por ordem da Condessa de Resende, Ana Maria Ataíde e Castro, donatária da Capitania de Ilhéus, recebendo a denominação “*Vila da Barra do rio de Contas*” (MELLO e SILVA, LEÃO, SILVA, 1989). Em 1931, a Vila da Barra do rio de Contas recebe o nome “*Itacaré*”, termo provavelmente de origem “tupi” que significa “*pedra torta*”, numa provável alusão às estruturas bandadas e sinuosas das rochas que afloram junto à foz do rio.

A sede de Itacaré está exatamente na margem sul da foz do rio de Contas, tendo como coordenadas geográficas: 39° 00' W e 14°17' S. Além do distrito-sede, Itacaré possui outro distrito, Taboquinhas, um pequeno núcleo populacional localizado no interior do município, numa porção melhor inserida na dinâmica econômica “cacaueira”, lavoura que dá nome a zona que abrange os municípios produtores de amêndoas de cacau (SANTOS, 1957).

O município de Itacaré possui uma área de 746,9 Km² para uma população de 18.120 habitantes, a maioria, 56,1% (10.165), residente na zona rural, taxa que decresceu significativamente em relação à de 1991, quando era de 76,8% (IBGE, 1991; IBGE, 2000), refletindo, talvez, as transformações sócio-espaciais em processo no município.

Fonte: NENTWIG SILVA et. al. (2000)

Edição: Jürgen Wischermann

Paulo Fernando Meliani

Mapa 01: Mapa de localização da microrregião geográfica “Ilhéus-Itabuna” e do município de Itacaré, Bahia, Brasil.

Na formação espacial da região de Ilhéus-Itabuna, onde se localiza o município de Itacaré, a função de fronteira de recursos perdurou até o final do século 19, quando a lavoura cacaueira se consolida como atividade produtiva, liderando, a partir de 1903, a pauta de exportações do estado da Bahia (MELLO e SILVA, LEÃO, SILVA, 1989). Estes autores consideram a má administração dos donatários da Capitania de Ilhéus e a presença de uma floresta inóspita, como causas do retardamento do povoamento europeu na região por quatro séculos.

Ilhéus se localiza na porção da costa brasileira mais conhecida pelos portugueses, nas primeiras três décadas de colonização, a “Costa do Pau-Brasil”, de onde extraíam madeira, diretamente ou por meio de arrendatários, para a comercialização na Europa. Os donatários da Capitania de Ilhéus, primeiro Jorge de Figueiredo em 1534, depois Lucas Giraldes a partir de 1550, investiram na implantação da lavoura canavieira, marcando assim o início propriamente dito do povoamento da capitania, que chegou a possuir oito engenhos em 1546 (BUENO, 1999).

A ocorrência de doenças desconhecidas dos europeus e a resistência de povos indígenas muito aguerridos, como os aimorés, dificultaram o desenvolvimento da lavoura canavieira em Ilhéus. Entre 1536 e 1570, ciclos de prosperidade e decadência da economia canavieira mobilizaram movimentos populacionais, tanto para dentro quanto para fora da capitania (MELLO e SILVA, LEÃO, SILVA, *op.cit*). No final do século 16, ocorre uma involução da economia canavieira na capitania de Ilhéus estabelecida pela resistência dos nativos a escravidão e a ocupação de suas terras, bem como pelo progresso da Capitania da Bahia, com a qual Ilhéus mantinha franca competição comercial.

A Capitania da Bahia progride muito a partir de 1549 quando, apropriada pela Coroa Portuguesa, torna-se sede do primeiro governo geral português no Brasil. A lavoura da cana-de-açúcar tornou-se ali uma monocultura, tanto que, a partir de 1648, por uma imposição da Coroa Portuguesa, as vilas ao norte de Ilhéus tornaram-se tributárias no abastecimento de produtos básicos de alimentação

(MELLO e SILVA, LEÃO, SILVA, 1989). Segundo estes mesmos autores, a partir de então, destacaram-se, como produtores de arroz e farinha, algumas vilas mais próximas da Capitania da Bahia, como Cairu, Boipeba, Camamu e Itacaré.

As dificuldades econômicas de Ilhéus foram ao encontro das estratégias da Coroa Portuguesa, já que a capitania não povoada era uma barreira a evasão do ouro pelo norte de Minas Gerais ou pelo sudoeste baiano. As estratégias portuguesas incluíam ainda a proibição do comércio entre as capitanias, pelo receio de evasão de capital, bem como para evitar laços de solidariedade que pudessem ameaçar o poder real (MELLO e SILVA, LEÃO, SILVA, *op. cit.*).

Somente com a introdução do cacau (*Theobroma cacao*) no século 18, a partir de sementes trazidas do Pará e que foram plantadas as margens do rio Pardo, no atual município de Canavieiras (GARCEZ e FREITAS, 1979), é que o povoamento se intensifica na região sul da Bahia. De Canavieiras, o cacau foi levado em 1752 para Ilhéus (VIRGENS FILHO, 1993), e segundo CAMPOS (S/D) *apud* MELLO e SILVA, LEÃO, SILVA (*op. cit.*), por volta de 1799, a difusão de sua lavoura já havia alcançado Itacaré. Plantado em grande quantidade no sul da Bahia desde então, o cacau ainda é o principal produto agrícola do estado em área cultivada e em valor de produção, sendo que a expressiva distribuição geográfica de sua lavoura na região de Ilhéus-Itabuna é responsável por quase toda a produção estadual (NENTWIG SILVA *et. al.*, 2000)¹.

A cultura do cacau foi a principal responsável pela ocupação produtiva dos solos da região de Ilhéus-Itabuna até a década de 1960 (MELLO e SILVA, LEÃO, SILVA, *op. cit.*), quando ainda parte da produção de amêndoas de cacau produzidas na região eram transportadas pelo rio de Contas, que possui na sua foz, em Itacaré, um pequeno porto de histórica importância (SANTOS, 1957)².

¹ No biênio 1995-96 o valor da produção estadual de amêndoas de cacau na Bahia foi de R\$ 217.033.400,00 relativos a 215.489 toneladas cultivadas em uma área de 617.945 hectares.

² “Em 1900, enquanto o porto de Ilhéus exportava apenas 5.991 toneladas o de Itacaré exportava 6.793. Em 1905, os números começavam a se inverter; eram 11.083 e 7.200, respectivamente. Em 1954, foram 96.282 e 3.800; Salvador nesse ano exportou 19.487 toneladas, apenas 17,82% do total” (p. 57).

Apesar da importância do cacau para a economia de Itacaré, grande parte do município era, em 1974, recoberta por capoeiras altas e remanescentes florestais explorados (LEITE, 1976), como junto a costa sul do município, onde estão localizadas as bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga (Mapa 02, página 10 e figura 01, página 11).

Mesmo com a faixa costeira dissociada do processo produtivo, o município de Itacaré, inserido na região e refém da economia cacaueira, vive a mercê de crises comuns à atividade monocultora regional. A lavoura cacaueira vive crises recorrentes, principalmente pelo caráter especulativo do mercado internacional de amêndoas de cacau (MELLO e SILVA, LEÃO, SILVA, 1989), bem como pela ocorrência de doenças causadas pelos fungos “vassoura-de-bruxa” (*Crinipellis perniciosa*) e “podridão-parda” (*P. palmivora*, *P. capsini* e *P. citrlophthora*) (VIRGENS FILHO, 1993).

REIS (2002) aponta a década de 1980 como aquela em que a economia cacaueira “... vivencia a pior de todas as crises...” (p. 17), afetando diretamente a renda da população de Itacaré, que decresceu cerca de 26% no período. Segundo o Departamento de Desenvolvimento Florestal do Estado da Bahia (DDF, 1997), a crise regional da lavoura cacaueira resultou em atividades econômicas alternativas que são danosas às florestas da faixa costeira de Ilhéus, Uruçuca e Itacaré: a extração de madeira e o desmatamento para a implantação de pecuária e cultivos agrícolas temporários. ALGER e ARAÚJO (1994) citados por DDF (*op. cit.*), afirmam que pequenos agricultores têm ocupado terras desabitadas no sul da Bahia, derrubando florestas e implantando roças de subsistência.

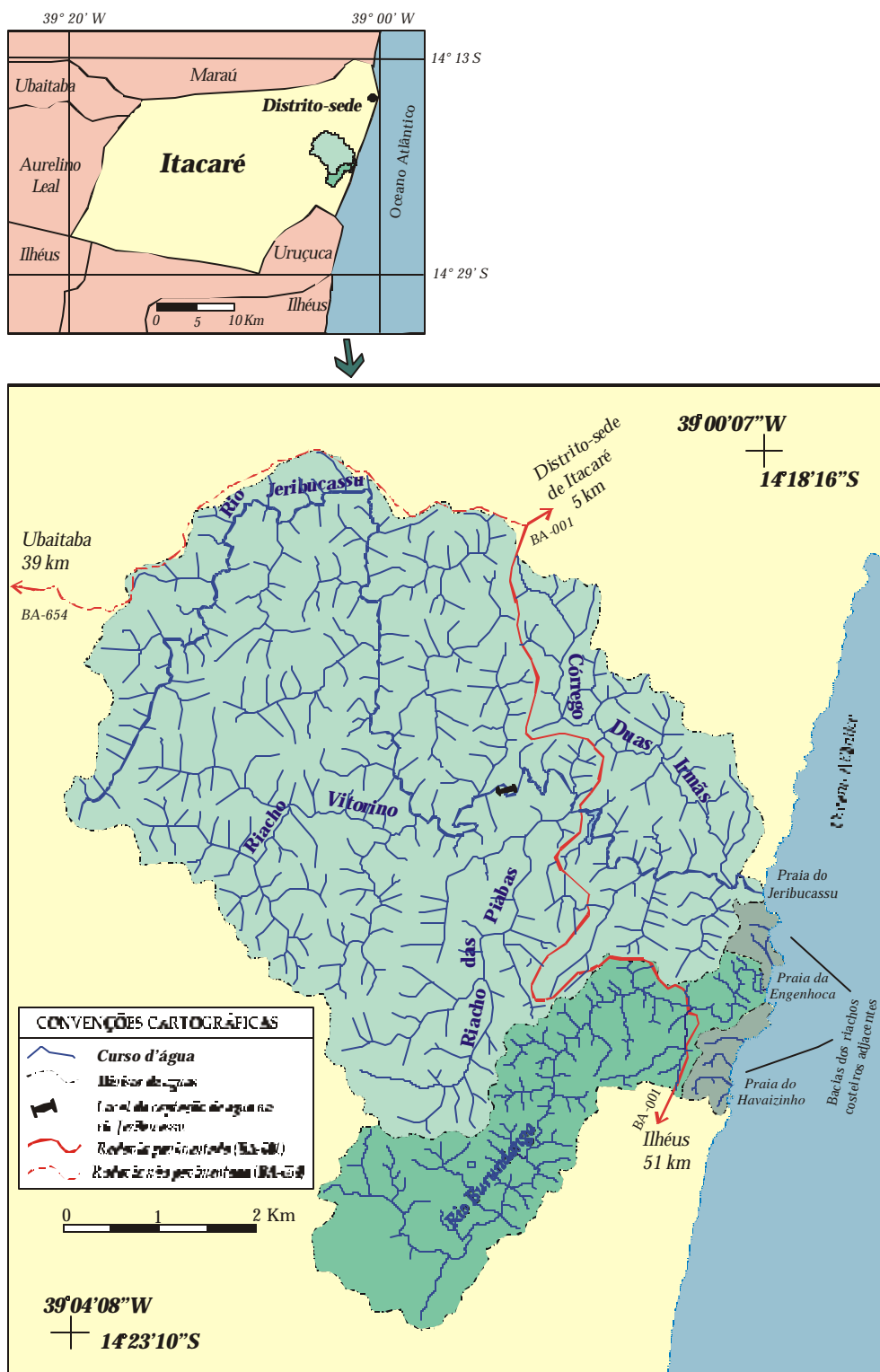
Com o agravamento da crise, muitos agricultores, muitos espoliados das fazendas de cacau da região, se viram impelidos a ocupar as terras improdutivas junto a costa sul do município, e hoje sobrevivem do cultivo de subsistência em áreas outrora florestadas. CAVALCANTI (1994) referindo-se provavelmente a década de 1980 e ao início da década de 1990, afirma que as florestas das terras próximas à costa de Itacaré têm sido ocupadas por trabalhadores rurais,

insatisfeitos com as condições recebidas nas roças de cacau. Assentamentos de trabalhadores rurais na bacia do rio Jeribucassu, como o projeto da Marambaia que teve sua área de cerca de 8 km² (8.095.777 hectares) desapropriada pelo INCRA (Instituto Nacional de Colonização e Reforma Agrária) em 1986, confirmam o processo de ocupação recente da faixa costeira de Itacaré.

Além das transformações sócio-espaciais advindas destas questões agrárias, a emergente economia do turismo também tem requerido mudanças no uso da terra do município, com a pavimentação de estradas, a abertura de caminhos, a edificação de residências, pousadas e instalações de infra-estrutura turística, como as necessárias para o setor de comércio e serviços. A beleza cênica das pequenas praias, costões rochosos, restingas, estuários, morros florestados, rios e riachos encachoeirados, constitui-se no atrativo principal dos turistas que atualmente visitam Itacaré.

A conservação dos aspectos naturais, premissa das atividades econômicas ligadas ao turismo no município, determinou a criação de uma unidade de conservação na faixa costeira entre Itacaré e a vila de Serra Grande, um distrito do município vizinho, Uruçuca. Denominada “Área de Proteção Ambiental (APA) da Costa de Itacaré-Serra Grande”, a unidade de conservação, criada pelo decreto estadual 2.186 de 07 de junho de 1993, possui uma área de 168 km² que, partindo do oceano Atlântico, ocupa uma faixa costeira com aproximadamente 06 quilômetros de largura por 28 quilômetros de comprimento. O rio de Contas, em Itacaré, estabelece o limite norte da unidade de conservação e a Barra do rio Sargi, no distrito de Serra Grande, município de Uruçuca, o limite sul.

A criação de unidades de conservação estaduais, como a APA da Costa de Itacaré-Serra Grande, é uma ação articulada às políticas de desenvolvimento econômico por meio do turismo, tanto que até 1999, o Estado da Bahia já possuía 29 unidades de conservação desta categoria. Tais políticas pressupõem que, através da gestão do território, seja possível conservar a integridade de paisagens naturais como as de Itacaré, “sustentando” seu potencial turístico.



Mapa 02: Mapa de localização geográfica das bacias dos rios Jeribucassu, Burundanga e riachos costeiros adjacentes, Itacaré, Bahia.

Fontes: NENTWIG SILVA et. al. (2000); MELIANI (2001).

Edição: Jürgen Wischermann e Paulo Fernando Meliani.



Figura 01: Faixa costeira do município de Itacaré com destaque para as bacias dos rios Jeribucassu, Burundanga e costeiros adjacentes (imagem de satélite LANDSAT – 1994).

Fonte: Imagem de satélite LANDSAT 1994

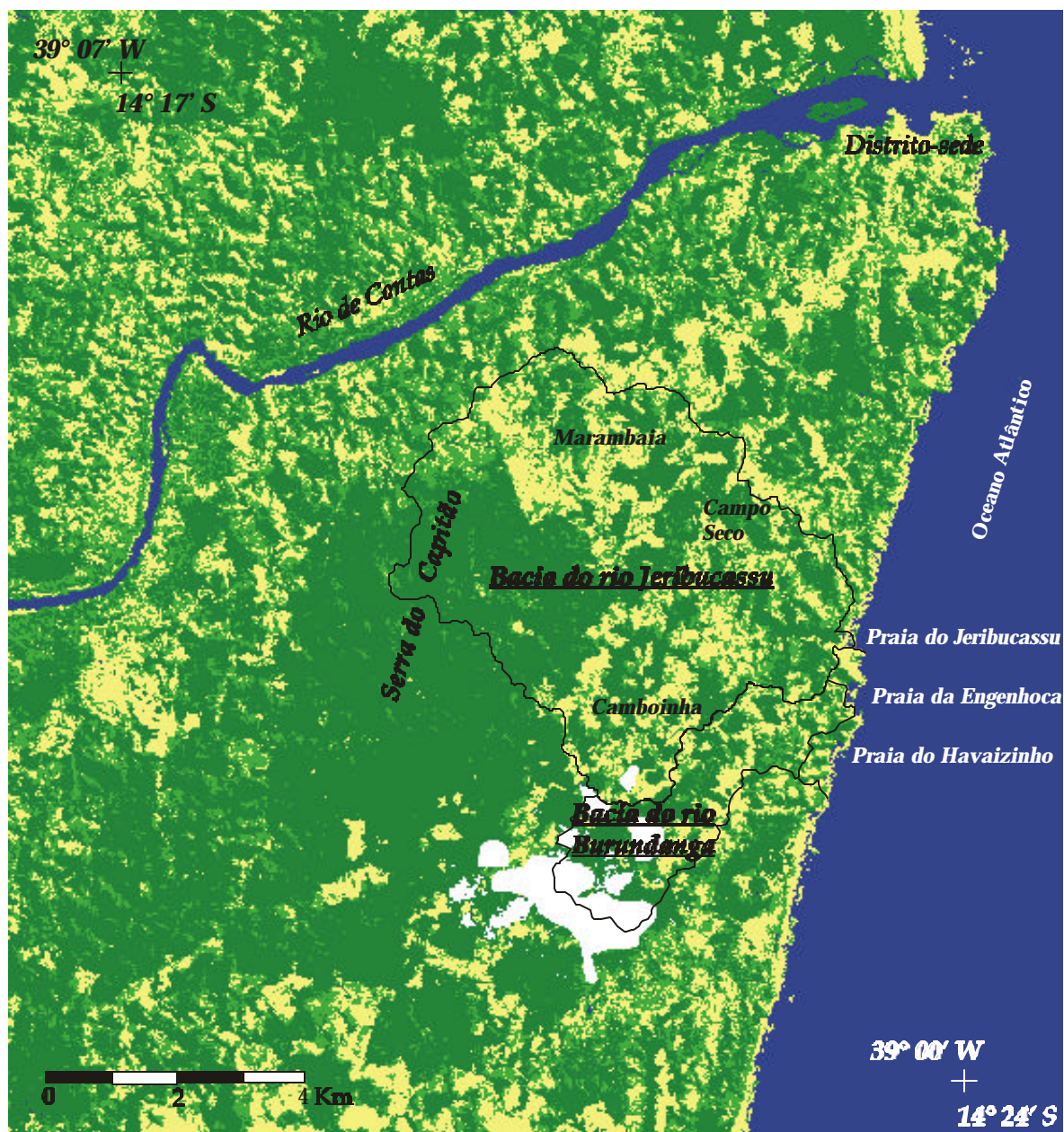
Composição: 543 – IESB (Instituto de Estudos Sócio-Ambientais do Sul da Bahia)

Edição: Jürgen Wischermann e Paulo Fernando Meliani

As Áreas de Proteção Ambiental (APAs) pertencem a categoria de unidades de conservação do “*Grupo de Unidades de Uso Sustentável*”, definida pela Lei Federal nº 9.985, que estabelece o *SNUC - Sistema Federal de Unidades de Conservação da Natureza* (BRASIL, 2000). Uma Área de Proteção Ambiental tem “*como objetivos básicos proteger a diversidade biológica, disciplinar o processo de ocupação e assegurar a sustentabilidade do uso dos recursos naturais*” (BRASIL, 2000: 16). O desenvolvimento de atividades econômicas no território de uma APA é permitido, desde que sejam respeitados os critérios legalmente estabelecidos em um plano de manejo.

O “*Plano de Manejo - Zoneamento e Plano de Gestão*” da Área de Proteção Ambiental (APA) da Costa de Itacaré-Serra Grande foi elaborado por VeS ENGENHEIROS CONSULTORES (1996B) e aprovado pelo CEPRAM (Conselho Estadual do Meio Ambiente) através da resolução 1.334 de 19 de setembro de 1996. Seu “*Zoneamento Econômico-Ecológico*” estabelece dezessete diferentes zonas com diretrizes de planejamento específicas voltadas à “*preservação, conservação ou uso*”, de acordo com o nível de intervenção antrópica e o estágio de vitalidade dos ecossistemas, levando em conta ainda as perspectivas econômicas locais (VeS ENGENHEIROS CONSULTORES, *op.cit*).

Apesar da crescente ocupação humana, as terras da faixa costeira sul de Itacaré, apenas parcialmente protegidas pela unidade de conservação, apresentam ainda remanescentes florestais primários e secundários de floresta ombrófila densa, como em áreas das bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga. Segundo MELIANI (2001), a superfície da bacia do rio Jeribucassu, em 1997, apresentava ainda 52,29% de cobertura vegetal arbórea dominante, destacando-se uma grande área contínua de 7,15 km² restrita às maiores propriedades que se localizam nas encostas e topos dos morros da Serra do Capitão. As áreas com cobertura herbáceo-arbustiva, correspondentes a cultivos e pastagens, já ocupavam na época 37,41% (11,09 km²) da superfície da bacia, dominando toda uma faixa central, onde as terras estão mais parceladas referentes às pequenas propriedades.



- Cobertura arbórea dominante - Altura média superior a 12 metros
- Cobertura arbustiva-arbórea - Altura média entre 5 e 12 metros
- Cobertura herbáceo-arbustiva - Altura média inferior a 5 metros
- Nuvens e sombras de nuvens

Figura 02: Distribuição da cobertura vegetal na faixa costeira de Itacaré em 1994.

Fonte: Imagem do satélite LANDSAT – 1994

Classificação supervisionada (software IDRISI): Joël Pellerin

Edição: Paulo Fernando Meliani

Nas bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga, a agricultura é praticada por médios e pequenos produtores rurais, que possuem diferentes níveis de manejo e de estrutura de produção, apesar de cultivarem basicamente os mesmos produtos. Nas médias propriedades ou fazendas, a agricultura tem caráter comercial com práticas agrícolas tradicionais aplicadas a cultivos mistos de culturas cíclicas e permanentes. Nas pequenas propriedades rurais, como nos assentamentos, a prática é a de uma agricultura de subsistência, destacando-se o cultivo da mandioca que é, por vezes, processada em farinha em pequenos engenhos próprios ou comunitários. A atividade agrícola nas pequenas propriedades é praticada com a finalidade de alimentar o produtor e sua família, sendo que sobras da produção, eventualmente comercializadas, têm seu valor utilizado na compra de alimentos complementares às necessidades da família. Na bacia do Jeribucassu, um projeto da APA da Costa de Itacaré-Serra Grande contempla linhas de ação produtivas, comunitárias e ambientais voltadas a melhoria das condições de vida das comunidades rurais, bem como a conservação da natureza (JORNAL DA APA, 2000).

Além da mandioca, outros cultivos cíclicos, como do feijão e do milho, além de cultivos permanentes como o do abacaxi, do cacau, do coco-da-bahia, da seringa e do cravo-da-índia, são culturas presentes nas pequenas e médias propriedades rurais das bacias. A criação de animais, apesar de pouco difundida, é representada pela criação ovina, bovina e eqüina voltadas, basicamente, para a subsistência e ao transporte de pessoas e de carga.

O extrativismo vegetal é realizado na parte oeste e sudoeste da bacia do rio Jeribucassu, com a coleta de madeira onde ainda resistem remanescentes da floresta tropical atlântica. A madeira, retirada para atender a construção civil e a produção de móveis, é beneficiada em tábuas ainda dentro da própria floresta, facilitando assim o transporte realizado por animais de carga, como bois, pelas trilhas e caminhos (situação constatada em campo).

A atividade extrativista mineral acontece em uma pequena pedreira na bacia do rio Jeribucassu, onde as rochas do embasamento cristalino são lavradas para a construção civil. Para a construção civil também é extraída a areia de formações superficiais de natureza sedimentar que recobrem o embasamento cristalino, principalmente nos divisores de águas localizados ao sul entre as bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga, junto à comunidade da Camboinha.

A atividade turística, emergente no município de Itacaré, acontece na área das bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga principalmente na modalidade chamada “ecoturismo”, com os turistas realizando visitas guiadas a praias, trilhas e cachoeiras, onde, por vezes, é cobrado o ingresso para a entrada nas propriedades particulares. Outra prática ligada ao turismo na superfície das bacias é a da hospedagem, em pousadas já edificadas na área, além da venda de produtos alimentícios, como frutas, salgados e doces, juntos aos pontos de visita dos turistas.

1.1 Características climáticas

O município de Itacaré, situado entre 14°13' S e 14°29' S e 38°59' W e 39°20' W, encontra-se sob domínio de um clima tropical quente e úmido a superúmido, que abrange uma faixa longitudinal da costa baiana com cerca de vinte quilômetros de largura, estendida entre os municípios de Itaparica e Una (NUNES, RAMOS e DILLINGER, 1981).

Nesta faixa costeira ocorrem elevadas temperaturas médias anuais, entre 24° e 25° C, e baixas amplitudes térmicas anuais, ao redor de 7° a 8° C (CEPLAC, 1975). A aproximada posição geográfica de Itacaré, em relação à linha do Equador, submete o município a uma forte radiação, em virtude da incidência pouco inclinada dos raios solares durante todo o ano.

Tal posição também se relaciona com o baixo gradiente térmico verificado na faixa costeira, pois nas baixas latitudes não apenas as médias anuais são elevadas, mas as de qualquer mês (NIMER, 1979). Entretanto, segundo este mesmo autor, a influência dos ventos alísios provoca um efeito moderador no litoral nordestino, tornando-o menos quente em relação à média regional, que varia entre 26° e 28° C.

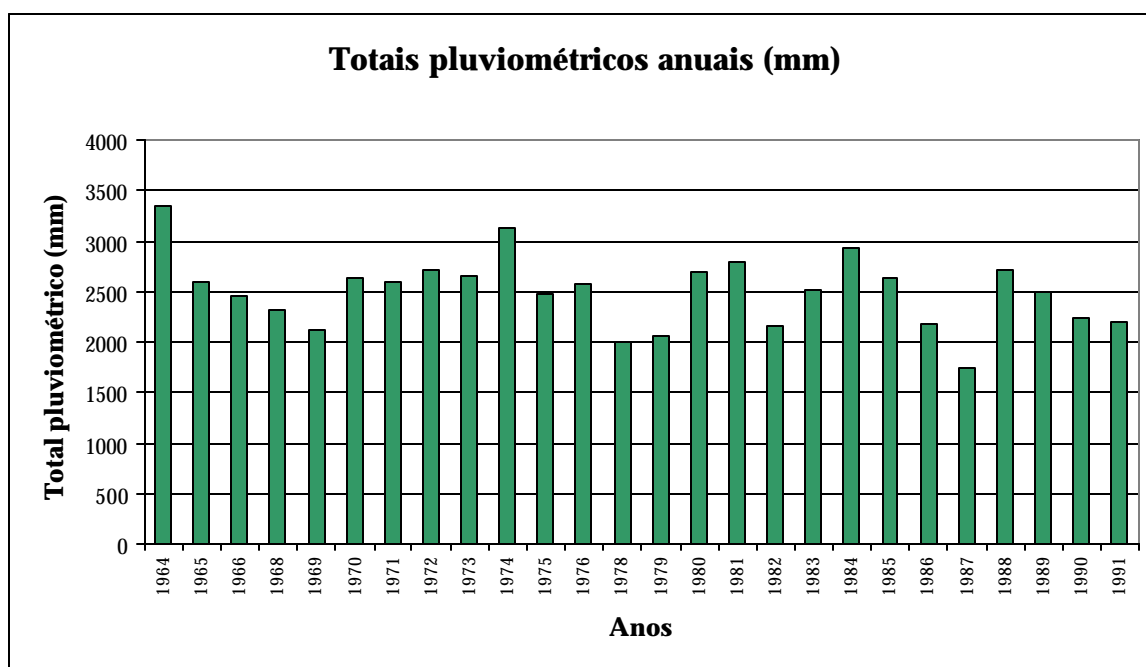
Esta faixa climática, que envolve toda a zona cacauêira do estado da Bahia, tem como característica marcante a alta umidade, com médias pluviométricas anuais que superam os 2.000 milímetros, sem a ocorrência de uma estação seca típica (GONÇALVES e PEREIRA, 1981). Na zona cacauêira, as chuvas ocorrem em cerca de 200 dias por ano, distribuídos em todas as estações, ocorrendo no outono e no inverno um maior número de horas chuvosas (SANTOS, 1957).

A gênese das chuvas em Itacaré é estabelecida pela dinâmica da circulação atmosférica, que é dominada pelas massas de ar oceânicas, mas a orientação da costa e o relevo do município também são fatores condicionantes da abundante pluviosidade.

1.1.1 Pluviosidade e gênese das chuvas

Em Itacaré, a média de precipitação é de 2.482,5 milímetros anuais, calculada a partir de uma série de dados pluviométricos registrados entre os anos de 1964 e 1991, em uma estação meteorológica da SUDENE (Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste), então instalada no município. Observa-se no gráfico 01, “Totais pluviométricos anuais em Itacaré entre 1964 e 1991”, apresentado nesta página, que apenas no ano de 1987 a precipitação anual em Itacaré não superou os 2.000 milímetros.

Gráfico 01: Totais pluviométricos anuais em Itacaré entre 1964 e 1991³

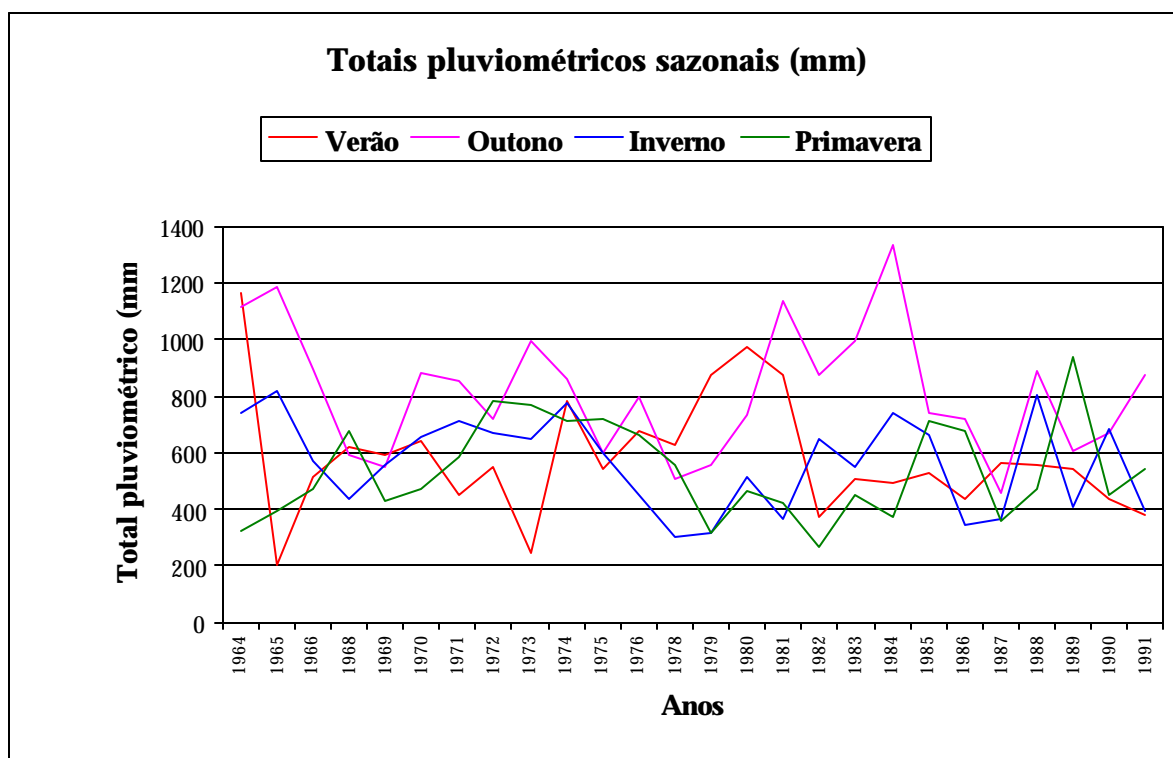


De acordo com a série registrada pela SUDENE, é durante o outono que ocorrem os maiores volumes pluviométricos no município, não se destacando em contrapartida uma estação tipicamente seca. A distribuição sazonal das chuvas em Itacaré apresenta os seguintes valores percentuais médios: verão 23,12%, outono 32,39%, inverno 21,88% e primavera 22,61%.

³ Somente os anos de 1967 e 1977 não possuem os registros completos de pluviometria e ficaram, portanto, fora da análise.

Apesar da notável abundância de chuvas durante os meses do outono em Itacaré, com média de precipitação na estação variando entre 600 e 1000 milímetros, as estações relativamente menos chuvosas raramente apresentam volumes pluviométricos inferiores a 400 milímetros. Observando o gráfico 02, “Totais pluviométricos sazonais em Itacaré entre 1964 e 1991”, apresentado nesta página, percebe-se que as demais estações, verão, inverno e primavera, apresentam padrões pluviométricos semelhantes, com médias de precipitação sazonal variando entre 400 e 800 milímetros.

Gráfico 02: Totais pluviométricos sazonais em Itacaré entre 1964 e 1991.



A gênese das abundantes e distribuídas chuvas de Itacaré associa-se a umidade das massas de ar que dominam a circulação normal da atmosfera, bem como a perturbações advindas da circulação secundária. A dinâmica da circulação atmosférica sobre Itacaré é dominada durante a maior parte do ano pelas massas de ar “Equatorial Atlântica” e “Tropical Atlântica”. A circulação secundária é

caracterizada pelas perturbações provocadas por “Linhas de Instabilidade Tropical”, por “Ondas de Leste” e pela “Frente Polar Atlântica” (GONÇALVES e PEREIRA, 1981).

Atuando durante todo o ano, a massa de ar Equatorial Atlântica, originada na faixa de baixas pressões próximas ao Equador, é resultado da convergência dos ventos alísios e tem como característica umidade e temperatura elevada. A ascensão dos ventos alísios no interior desta massa de ar provoca condensação de vapor d’água, nebulosidade e chuvas abundantes (TUBELIS e NASCIMENTO, 1986). Ao atingir o litoral nordestino, a ascensão dos ventos alísios é acentuada, provocando forte convecção e conseqüente instabilidade do tempo, com a ocorrência de chuvas contínuas junto à costa (NIMER, 1979).

Mais atuante durante o verão em Itacaré, a massa de ar Tropical Atlântica tem origem nas altas pressões junto ao Trópico de Capricórnio e atinge o nordeste brasileiro por meio dos ventos alísios de sudeste e leste. Durante seu trajeto pelo oceano, a massa de ar Tropical Atlântica acumula vapor d’água condensando-o em nuvens de pouco desenvolvimento vertical, que podem causar chuvas por efeito orográfico (TUBELIS e NASCIMENTO, *op. cit.*).

O relevo de Itacaré apresenta topografia elevada em relação à costa, elevando-se ainda mais à medida que se interioriza, possibilitando assim a ocorrência de chuvas orográficas com o avanço das massas de ar úmidas por sobre o continente. Junto à costa sul do município, as altitudes variam do nível do mar aos 100 metros, enquanto que no interior encontram-se as áreas mais elevadas: a Serra do Capitão com 200 metros de altitude a sudeste, a Serra dos Vinháticos com 400 metros de altitude a noroeste e a Serra da Jacutinga com 600 metros de altitude a sudoeste.

A orientação da costa, N/NE-S/SW, expõe Itacaré à invasão perpendicular dos constantes e úmidos ventos alísios associados às massas de ar que dominam a circulação atmosférica. GONÇALVES e PEREIRA (*op. cit.*) consideram Itacaré um

representante das condições de instabilidade atribuídas à penetração de fluxos potencialmente instáveis por convecção.

A massa de ar Tropical Atlântica é eventualmente perturbada por linhas de instabilidade, originadas pelos avanços da Frente Polar Atlântica no sul do Brasil, que provocam intensas e curtas chuvas de “trovoadas” no litoral sul da Bahia (CEPLAC, 1975). Segundo GONÇALVES e PEREIRA (1981), *“as Linhas de Instabilidade Tropical (IT) são calhas induzidas em dorsais de alta pressão que ocorrem geralmente no outono/inverno, porém com mais frequência no verão...”* (p.583). As linhas de instabilidade são responsáveis pelas chamadas “chuvas de verão”, que normalmente ocorrem no final de tarde e no início da noite dos quentes dias de verão, depois de convecção do ar atmosférico com acentuada evaporação da água.

Outras perturbações atmosféricas da massa de ar Tropical Atlântica são as Ondas de Leste, “pseudofrentes” vindas do oceano com chuvas abundantes que ocorrem freqüentemente na zona cacauera da Bahia (NIMER, 1979). Estas perturbações são resultado da alimentação do anticiclone do Atlântico pela massa Polar Marítima, com a chegada das frentes frias na faixa tropical (TUBELIS e NASCIMENTO, 1986). Como estão relacionadas ao avanço da Frente Polar Atlântica, as Ondas de Leste atuam mais freqüentemente durante o outono e inverno no nordeste brasileiro, quando o gradiente térmico entre o Equador e o Pólo no hemisfério Sul é mais acentuado.

A Frente Polar Atlântica se apresenta no litoral sul da Bahia com mais intensidade durante o inverno (GALVÃO e NIMER, 1965), mas com a grande distância da origem, o ar polar arrastado pela frente chega na Bahia tropicalizado, não causando grandes efeitos térmicos. A passagem da frente se faz notar mais pela forte nebulosidade e pelas abundantes chuvas, especialmente ao final do outono e durante o inverno.

1.2 Conhecimento sobre o relevo

Segundo o mapa Geomorfológico da Folha Salvador do projeto RADAMBRASIL, o município de Itacaré situa-se no domínio morfoestrutural dos “Planaltos Cristalinos”, formados sobre rochas pré-cambrianas. Neste domínio, o relevo caracteriza-se pela ocorrência de serras, nitidamente estruturais, cortadas por redes hidrográficas que aproveitam falhas e fraturas para entalhar vales profundos, com orientações preferenciais herdadas dos ciclos tectônicos que atingiram a área (NUNES, RAMOS e DILLINGER, 1981).

A região geomorfológica onde se situa Itacaré é definida pelo projeto RADAMBRASIL como a do “Planalto Cristalino Rebaixado”, uma região que ocupa uma extensa área junto à costa da Bahia, e que é constituída por duas unidades geomorfológicas denominadas “Serras e Maciços Pré-Litorâneos” e “Tabuleiros Pré-Litorâneos” (NUNES, RAMOS e DILLINGER, *op. cit.*). As formas de relevo da unidade geomorfológica Tabuleiros Pré-Litorâneos acompanham a costa da Bahia entre Salvador e Una, incluindo as formas que caracterizam o relevo de Itacaré. Topograficamente rebaixada em relação à unidade Serras e Maciços Pré-Litorâneos, localizada mais para o interior, as formas de relevo da unidade geomorfológica Tabuleiros Pré-Litorâneos encontram-se, de modo geral, em cotas altimétricas que variam entre 100 e 200 metros.

Na unidade geomorfológica Tabuleiros Pré-Litorâneos, “... *os interflúvios geralmente correspondem a outeiros e morros de vertentes convexas e convexo-côncavas e topos abaulados que em certos trechos compõem uma paisagem de ‘mar de morros’,...*” (NUNES, RAMOS e DILLINGER, *op. cit.*: 223). Segundo estes autores, a influência da tectônica nas formas de relevo, desta unidade geomorfológica, manifesta-se nas redes hidrográficas adaptadas à estrutura geológica, principalmente no sentido S/SO-N/NE, acompanhando fraturas, falhas ou seqüências de dobramentos.

VeS ENGENHEIROS CONSULTORES (1996A), quando da elaboração do diagnóstico da APA da Costa de Itacaré-Serra Grande, classificou parte dos morros e outeiros da faixa costeira sul de Itacaré também como da unidade

geomorfológica Tabuleiros Pré-Litorâneos. Segundo o referido diagnóstico, as formas de relevo desta unidade são sustentadas pelas rochas do embasamento e ocupam uma parte significativa da unidade de conservação, estendendo-se “*desde o litoral até a parte mais interiorana da área, formando superfícies tabulares inclinadas em direção ao litoral, (...) escarpadas no limite da linha de praia. Ocorrem em contato direto ou próximo ao mar, sendo esta uma das características da região de Itacaré*” (p.63).

VeS ENGENHEIROS CONSULTORES (1997A) identificou depósitos sedimentares da Formação Barreiras sobrepondo localmente alguns setores do embasamento cristalino, junto a costa sul de Itacaré, classificando-os como pertencentes a unidade geomorfológica denominada “Tabuleiros Costeiros”:

Tabuleiros Costeiros ocorrem de forma expressiva (...) apresentando uma morfologia típica (...), com superfícies tabulares inclinadas em direção ao litoral, alcançando-o de forma suave, ou (...) abrupta, sobrepondo as escarpas do embasamento cristalino. Os topos desses tabuleiros são planos, suavemente inclinados em direção ao litoral e recobertos por uma cobertura detrítica areno-argilosa, com fragmentos de carapaça laterítica retrabalhada, e seixos de quartzo leitoso (...). Os tabuleiros são sustentados pelos sedimentos do Grupo Barreiras, de composição areno-argilosa e cascalhosa. Formam uma unidade relativamente elevada, com altitudes variáveis entre 10 e 90 metros, tornando-se mais elevada à medida que se afastam do litoral (...) (p. 62).

Além destas coberturas sedimentares, depósitos de origem quaternária abrangem modelados de origem marinha, flúvio-marinha, aluvial, lacustre e eólica, que traduzem as etapas de evolução do litoral e dos baixos cursos dos rios costeiros do município. Observando o mapa Geológico do Quaternário Costeiro do Estado da Bahia, em escala 1: 250.000 (MARTIN *et. al.*, 1980), a costa sul de Itacaré apresenta planícies litorâneas pouco desenvolvidas em virtude da presença do embasamento cristalino, que neste setor alcança o oceano.

No mapa geomorfológico apresentado por VeS ENGENHEIROS CONSULTORES (*op. cit*), os modelados de acumulação compõem a unidade

geomorfológica denominada “Complexos Praias, Aluviais e Estuarinos”. As formas de relevo, desta unidade, correspondem aos depósitos quaternários que ocorrem basicamente entre o mar e as encostas dos morros e tabuleiros:

Estendem-se desde Serra Grande até Itacaré, sendo delimitada a Leste pelo oceano Atlântico e a Oeste pelas escarpas cristalinas e pelos Tabuleiros Costeiros. (...) A faixa litorânea apresenta-se estreita em toda a área, sendo esta uma das características de Itacaré, com dimensões inferiores a 50 metros de largura, (...). Em certos trechos, como (...) entre o rio Burundanga e a cidade de Itacaré e entre Serra Grande e a desembocadura do rio Tijupinho, a faixa litorânea é quase inexistente, substituída pelos afloramentos do embasamento cristalino (p. 62).

Apesar de pouco desenvolvidas, planícies marinhas ocorre junto às pequenas praias de Itacaré, com mais expressividade quando associadas às planícies flúvio-marinhas existentes na embocadura dos rios que deságuam neste trecho da costa, como junto à foz dos rios de Contas, Jeribucassu e Tijuípe.

1.2.1 Setorização do relevo costeiro

Um estudo preliminar, realizado por meio de interpretação de mapas, fotografias aéreas e de uma imagem de satélite, permitiu a elaboração de uma proposta de setorização do relevo costeiro do município de Itacaré. Os documentos analisados foram os mapas do projeto RADAMBRASIL (1981), o mapa Geológico do Quaternário Costeiro do Estado da Bahia (MARTIN *et. al.*, 1980), os mapas do meio físico da APA da Costa de Itacaré-Serra Grande (VeS ENGENHEIROS CONSULTORES, 1997A), fotografias aéreas 1: 25.000 (CEPLAC, 1965), mosaicos de fotografias aéreas 1: 15.000 (IESB, 1997A) e 1: 25.000 (IESB, 1997B), bem como uma imagem de satélite LANDSAT de 1994.

O município de Itacaré possui uma linha de costa com cerca de 22,5 quilômetros que, situada entre as latitudes 14°13' Sul e 14°25' Sul, estende-se da desembocadura do rio Piracanga, limite norte com o município de Maraú, até a foz do rio Tijuípe, limite sul com o município de Uruçuca. O relevo costeiro apresenta em Itacaré aspectos morfológicos distintos em dois setores: um setor Norte, da desembocadura do rio Piracanga até a do rio de Contas, e um setor Sul, entre a foz do rio de Contas e a do rio Tijuípe.

Ao norte, as formas de relevo estão associadas a um domínio de depósitos quaternários, enquanto que ao sul apresentam como característica fundamental o embasamento cristalino pré-cambriano em contato com o mar. O rio de Contas estabelece-se como um limite geológico-geomorfológico entre os dois setores, sendo também a partir de sua foz que a orientação geral da linha de costa do município sofre uma inflexão significativa, passando de N-S no setor Norte para NE-SW no setor Sul.

1.2.1.1 Setor Norte

No setor norte, o relevo costeiro configura-se por uma planície que se estende pelo continente adentro até encontrar o embasamento cristalino, neste trecho afastado cerca de 4 quilômetros da linha de costa. A costa neste setor norte

corresponde a uma única praia arenosa com aproximadamente 5,5 quilômetros, localizada entre a desembocadura do rio Piracanga e a Ponta Tromba Grande ou Pontal, uma barra na foz do rio de Contas, junto ao distrito-sede de Itacaré.

Neste trecho, os depósitos quaternários são bem desenvolvidos, constituindo-se de sedimentos marinhos associados a sedimentos flúvio-lagunares pleistocênicos e a deposições de material argilo-siltoso rico em matéria orgânica, referente aos pântanos e manguezais atuais (MARTIN *et. al.*, 1980), como os que ladeiam os rios de Contas e Piracanga.

As formas de relevo do setor englobam modelados de origem marinha, flúvio-marinha, lacustre e eólica, que estão relacionados às etapas de evolução costeira, bem como à evolução do curso final dos rios do setor. É expressiva a presença de restingas configuradas por cordões litorâneos alinhados em uma orientação geral N/NE-S/SW, que correspondem a pequenas elevações paralelas intercaladas por sulcos, onde águas retidas formam, por vezes, pequenas lagoas.

O curso do rio Piracanga meandra na planície costeira, instalando-se paralelamente a linha de costa por cerca de 2 quilômetros, antes de romper as restingas e desembocar no oceano. Já o rio de Contas possui, na margem esquerda de seu curso final, braços semicirculares formados por bancos arenosos recobertos por vegetação de manguezal.

1.2.1.2 Setor Sul

Ao sul, a costa tem orientação geral NE-SW e apresenta como característica fundamental o contato do embasamento cristalino pré-cambriano com o mar. A linha de costa neste setor tem cerca de 17 quilômetros, estabelecendo-se em uma sucessão de costões e promontórios rochosos intercalados por pequenas praias, desde a foz do rio de Contas ao norte, junto ao distrito-sede de Itacaré, até a foz do rio Tijuípe ao sul, limite com o município de Uruçua.

Observando-se as fotografias aéreas e a imagem de satélite percebe-se que o relevo, deste setor sul, associa-se a lineamentos estruturais destacados na

orientação das cristas e vales encaixados junto à costa. As principais direções destes lineamentos são NE-SW e NW-SE, bem caracterizadas pela orientação da linha de costa e da rede hidrográfica, respectivamente.

No contato com o mar, os afloramentos do embasamento cristalino configuram-se em costões rochosos esculpidos pelas ondas sob a forma de plataformas de abrasão e escarpas de erosão. As características metamórficas e estruturais das rochas que afloram em Itacaré, mormente o mergulho sub-vertical da xistosidade e fraturamentos transversais, condicionam a formação de plataformas de abrasão que são comuns aos costões rochosos da costa sul do município (MELIANI e CARVALHO, 2002). A orla marítima, neste setor, apresenta ainda modelados associados aos costões rochosos, como praias arenosas, praias de seixos e de blocos, terraços marinhos, dunas, restingas e planícies de maré.

O relevo adjacente à costa sul é formado por interflúvios de até 160 metros de altitude, que separam os vales encaixados dos rios das bacias costeiras. Sobre um substrato predominantemente cristalino, que apresenta apenas de modo localizado algumas coberturas sedimentares provavelmente terciárias (Formação Barreiras?), os interflúvios correspondem a outeiros e morros com topos abaulados ou planos e vertentes convexas e convexo-côncavas.

O relevo costeiro do setor é dissecado por inúmeros rios e riachos que compõem as redes hidrográficas das bacias costeiras dos rios Canoeiro, Jeribucassu, Burundanga, Itacarezinho e Tijuípe, além de riachos costeiros menores, alguns inclusive efêmeros. Com maior extensão e volume de águas, os rios Jeribucassu e Tijuípe têm suas nascentes localizadas nas elevações mais interioranas e significativas do setor, a Serra do Capitão e a Serra do Conduru respectivamente. O relevo das bacias hidrográficas de dois rios deste setor Sul, o Jeribucassu e o Burundanga, constitui-se no objeto de estudo desta dissertação.

2. TEORIA E MÉTODO DA ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA DAS BACIAS DOS RIOS JERIBUCASSU E BURUNDANGA

A proposta desta dissertação é um estudo do relevo das bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga em Itacaré, por meio de uma análise geomorfológica apoiada em um mapeamento de escala 1: 25.000. A base teórica e metodológica da análise proposta, brevemente apresentada neste capítulo, pretende além de estabelecer a linguagem conceitual utilizada na descrição e na interpretação dos resultados da pesquisa, descrever os procedimentos utilizados na elaboração do mapeamento geomorfológico.

2.1 Elementos de análise geomorfológica

Enquanto procedimento de decomposição de um todo definido a partir de seus elementos, uma análise busca a descrição e a explicação de um objeto por meio de seus componentes (DUROZOI e ROUSSEL, 1993). Dentro desta perspectiva, foram identificados elementos hidrográficos, geológicos e geomorfológicos em fotografias aéreas, campo e laboratórios que, representados em mapa, permitiram uma interpretação do relevo da superfície correspondente as bacias estudadas.

Os elementos hidrográficos, identificados por meio de tradicionais análises morfométricas, correspondem a características físicas como a área e a forma das bacias ou a hierarquia fluvial e a extensão e a densidade de drenagem das redes hidrográficas. A litologia do embasamento e dos depósitos superficiais, a estrutura, a textura e a composição mineral das amostras de rocha, bem como a orientação das foliações, fraturas e lineamentos, correspondem aos elementos geológicos analisados. As características geomorfológicas referem-se a identificação e distribuição dos modelados de dissecação e de acumulação, bem como das formações superficiais associadas.

2.1.1 Bacias hidrográficas

Enquanto recorte espacial de pesquisa, uma bacia hidrográfica apresenta relevância para a análise geomorfológica por se constituir em uma área onde é possível reconhecer a evolução do relevo, por meio da dinâmica do escoamento superficial e da elaboração de modelados decorrentes. Segundo CHRISTOFOLETTI (1980), *“a análise da rede hidrográfica pode levar à compreensão e à elucidação de numerosas questões geomorfológicas, pois os cursos de água constituem processo morfogenético dos mais ativos na esculturação da paisagem terrestre”* (p.102). Concebidas como sistemas naturais, as bacias hidrográficas são constituídas por canais de drenagem articulados que, organizados naturalmente para a mobilização da água e dos sedimentos, elaboram formas de relevo.

Uma bacia hidrográfica corresponde a uma superfície contornada por interflúvios, onde as águas superficiais escoam por uma rede hidrográfica que possui um rio principal. A superfície de uma bacia hidrográfica é delimitada sobre uma base cartográfica identificando-se os canais fluviais que pertencem à rede do curso d'água principal, e reconhecendo-se os interflúvios mais altos que a circundam, chamados em conjunto de “divisor de águas”. Geralmente esta delimitação é realizada sobre cartas topográficas, identificando-se os pontos mais altos por meio de curvas de nível e cotas de altitude, ou ainda sobre fotografias aéreas reconhecendo-se o divisor de águas por meio de estereoscopia, mas sempre e em ambos os casos, com o controle de pesquisas de campo.

O reconhecimento da rede hidrográfica possibilita, de pronto, uma análise morfométrica que permite identificar características físicas, como a *área e a forma da bacia, a hierarquia fluvial e a extensão dos canais, a densidade hidrográfica, a densidade e o padrão de drenagem*, por exemplo.

A *área* corresponde à projeção horizontal da superfície de uma bacia hidrográfica inclusa entre os divisores de água (VILLELA e MATOS, 1975). A área de uma bacia é calculada a partir dos dados extraídos de uma base cartográfica,

por meio de curvímetros e planímetros ou ainda por leitura direta em programas de cartografia digital.

Para GARCEZ e ALVAREZ (1988) e PINTO *et al.* (1976), a área da bacia é um dos fatores que determinam o afluxo de água a uma seção específica de um canal fluvial. Deste modo, a área pode se constituir como um indicador preliminar do potencial de captação das águas superficiais de uma bacia ou sub-bacia, subsidiando ações voltadas à preservação de mananciais (MELIANI, 2001). SILVEIRA (1997) afirma que “... a área é um dado fundamental para definir a potencialidade hídrica da bacia hidrográfica, porque seu valor multiplicado pela lâmina da chuva precipitada define o volume de água recebido pela bacia” (p. 46).

A forma da bacia relaciona-se com a vazão em uma determinada seção de um curso d'água, fornecendo indícios sobre mudanças no regime fluvial após as chuvas, constituindo-se assim como um indicador do tempo previsto para enchentes em setores da bacia. A forma de uma bacia pode ser identificada por meio do índice de circularidade, uma relação ente a área de uma bacia e a área de um círculo de mesmo perímetro. Como o valor máximo a ser obtido desta relação é igual a 1, quanto maior o valor obtido (mais próximo de 1), mais aproximada da forma circular é a forma da bacia (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Bacias hidrográficas que apresentam forma relativamente circular tendem a escoar as águas de modo mais equilibrado ao longo do tempo, com um aumento gradual da vazão após as chuvas. Ao contrário, bacias alongadas podem apresentar aumento abrupto no regime fluvial, sugerindo a ocorrência de torrentes em uma determinada seção de um curso d'água após as chuvas.

A *hierarquia fluvial* é um processo que classifica cada curso de água, ou de área drenada que lhe pertence, no conjunto da bacia na qual se encontra (CHRISTOFOLETTI, *op. cit.*), permitindo o reconhecimento do grau de ramificação da rede hidrográfica. O procedimento utilizado para a ordenação dos canais e identificação da *hierarquia fluvial* das redes hidrográficas das bacias aqui estudadas, segue a proposta de Strahler (1952) apresentada por CHRISTOFOLETTI (*op. cit.*):

Para Strahler, os menores canais, sem tributários, são considerados como de primeira ordem, estendendo-se desde a nascente até a confluência; os canais de segunda ordem surgem da confluência de dois canais de primeira ordem, e só recebem afluentes de primeira ordem; os canais de terceira ordem surgem da confluência de dois canais de segunda ordem, podendo receber afluentes de segunda e primeira ordem; os canais de quarta ordem surgem da confluência de dois canais de terceira ordem, podendo receber tributários das ordens inferiores. E assim sucessivamente...” (p.107).

Ordenada desta maneira, a rede hidrográfica de uma bacia reflete o grau de ramificação, que corresponde à ordem do trecho final do curso d'água principal, definindo a hierarquia do canal e de sua bacia. Segundo CHRISTOFOLETTI (1980), em uma bacia hidrográfica existe correspondência entre a hierarquia fluvial e a superfície, “... no caso das bacias de segunda, terceira ou ordem mais elevada, a área a elas subordinada abrange também a área de todos os segmentos de ordem menores que lhe são subsidiários. (...) Desta maneira, (...) cada segmento de ordem superior drena uma área que é cada vez maior à medida que aumenta a ordem dos canais...” (p.116).

A extensão da rede hidrográfica corresponde ao somatório do comprimento de todos os canais fluviais que drenam as águas superficiais de uma bacia. As bacias com extensas e densas redes hidrográficas possuem potencial superior de captar e transportar, em seus muitos e longos canais, as águas superficiais de suas respectivas áreas. O comprimento dos cursos d'água de uma rede hidrográfica também é obtido à partir dos dados da base cartográfica, extraídos por meio de curvímetros e planímetros ou por leitura direta em meio digital.

A densidade hidrográfica é um índice resultante da relação entre a quantidade de canais de uma bacia e a área de sua superfície. Segundo ABDALLA (1989), é comum a denominação “*freqüência de rios*”, termo inicialmente proposto por Horton em 1945 (“*stream frequency*”). Por CHRISTOFOLETTI (*op. cit.*) é chamada “*densidade de rios*” e tem como finalidade “... comparar a freqüência ou a quantidade de

cursos d'água existentes em uma área de tamanho padrão como, por exemplo, o quilômetro quadrado” (p. 115).

A *densidade de drenagem* é um índice determinado pela relação entre a extensão de uma rede hidrográfica e a área de sua bacia (VILLELA e MATTOS, 1975; CHRISTOFOLETTI, 1980; ABDALLA, *op. cit*; BELTRAME, 1994; SILVEIRA, 1997). GIOMETTI e GARCIA (1984) afirmam ser possível correlacionar a permeabilidade do substrato com a densidade de drenagem, pois quando a permeabilidade aumenta, a densidade de drenagem diminui. Segundo CHRISTOFOLETTI (*op.cit*), “... nas rochas onde a infiltração encontra maior dificuldade há condições melhores para o escoamento superficial, gerando possibilidades para a esculturação de canais, (...), e como consequência, densidade de drenagem mais elevada” (p.116). Sobre substratos impermeáveis, o índice de densidade de drenagem é elevado devido à tendência que as águas superficiais têm, ao serem impedidas de infiltrar, de escoar para e pelos canais esculturados gerando, por vezes, novos canais.

Observando-se o arranjo da rede hidrográfica de uma bacia é possível estabelecer algumas relações entre a hidrografia e o substrato, de acordo com um critério geométrico e não genético, que classifica os *padrões de drenagem* (CHRISTOFOLETTI, *op. cit.*; SUGUIO e BIGARELLA, 1990). A identificação do padrão de drenagem de uma bacia hidrográfica possibilita um reconhecimento geológico preliminar, como no padrão *dendrítico ou arborescente*, onde o arranjo em planta da rede hidrográfica apresenta aspecto de “ramos de árvores”, que normalmente indica uma resistência litológica uniforme.

2.1.2 Litologia, petrografia e estrutura tectônica

As formas de relevo são resultado da interação de processos endógenos, desencadeados pelo calor e pressão interior da litosfera, com processos exógenos desencadeados pela atmosfera. As diferentes formas do relevo decorrem da atuação simultânea, porém desigual ao longo do tempo e do espaço, da estrutura geológica e do clima, fazendo do relevo um componente dinâmico da natureza e, portanto em constante evolução (ROSS, 1998).

A dinâmica interna da crosta reflete na superfície terrestre estabelecendo a estrutura do relevo por meio de processos endógenos orogênicos, epirogênicos, plutônicos, vulcânicos, de metamorfismo, entre outros. A tectônica é responsável inclusive pela origem de bacias estruturais onde ocorreram processos extensivos de sedimentação, que geraram bacias sedimentares como a do Paraná e do Piauí-Maranhão. Já a dinâmica da atmosfera comanda os fenômenos de superfície que esculpem as rochas, elaborando modelados por meio do intemperismo, da erosão e do transporte detrítico.

As formas de relevo associam-se tanto a fatores endógenos ativos, manifestos na estrutura tectônica, quanto a fatores passivos, relacionados à resistência das rochas ao intemperismo e à erosão, estabelecidos pela ação climática (FERNANDES e ALMEIDA, 1996). As rochas possuem resistência diferenciada em função da natureza litológica e estrutural, bem como pelo tipo de clima a que estão submetidas em superfície. O relevo é um reflexo das diferenças litológicas e estruturais, já que as rochas são esculpidas de acordo com a resistência e o condicionamento que impõem aos agentes climáticos.

Deste modo, a *litologia* - estudo da natureza mineral, estrutural e textural das rochas, a *petrografia* - estudo microscópico das rochas, e a *estrutura tectônica* - estudo do arranjo das deformações geológicas da crosta terrestre, são elementos fundamentais para a análise geomorfológica.

As rochas *magmáticas ou ígneas* resultam da solidificação do magma quando este se resfria, podendo ser extrusivas ou intrusivas de acordo com o ambiente em

que se solidificaram. As rochas *ígneas efusivas ou vulcânicas* têm como ambiente de solidificação o exterior da crosta, onde o contato com a atmosfera estabelece um rápido resfriamento do fluido magmático, formando rochas de textura afanítica com cristais somente visíveis em microscópio. A natureza e o estado físico do ejetado material formador das rochas vulcânicas, bem como a natureza de possíveis rochas não vulcânicas adjacentes a elas, fazem com que os processos exógenos atuem de forma diferenciada, refletindo nas formas do relevo.

As rochas *ígneas intrusivas ou plutônicas* tiveram como ambiente de solidificação o interior da crosta. As intrusões de fluidos magmáticos que penetram em falhas e fraturas sem extravasar, resfriam-se lentamente formando rochas de textura fanerítica com cristais visíveis em amostras de mão. Exumadas por sucessivas fases erosivas, as rochas intrusivas passam a sustentar formas em superfície, destacando-se no relevo quando mais resistentes à ação dos agentes externos que as encaixantes. Segundo FERNANDES e ALMEIDA (1996), o volume dos minerais constituintes, o tamanho dos grãos, a cor e a textura são características utilizadas para a classificação das rochas ígneas.

As rochas *metamórficas* são produto da transformação de rochas pré-existentes por elevada pressão e temperatura no interior da crosta terrestre. Esta transformação consiste em uma reorganização mineral efetuada segundo uma direção recorrente, geralmente no sentido principal do evento tectônico que as metamorizou, estabelecendo planos orientados chamados “*planos de xistosidade*”. Desse modo, as rochas apresentam faixas de diferentes litologias que podem apresentar maior ou menor resistência à erosão ao longo dos planos de xistosidade, condicionando alinhamentos no relevo impostos pela estrutura, como é comum aos vales e cristas em superfícies de substrato metamórfico.

Juntamente com as rochas ígneas intrusivas, as rochas metamórficas são chamadas *cristalinas* devido à presença de elementos cristalizados em suas constituições, além de possuírem características comuns de impermeabilidade e resistência ao intemperismo e à erosão (DERRUAU, 1969). A observação de

lâminas delgadas, em microscópio polarizador, permite classificar uma rocha metamórfica identificando a estrutura, a textura (figura 03, nesta página) e a composição mineral, além do reconhecimento da rocha pré-metamórfica quando possível.

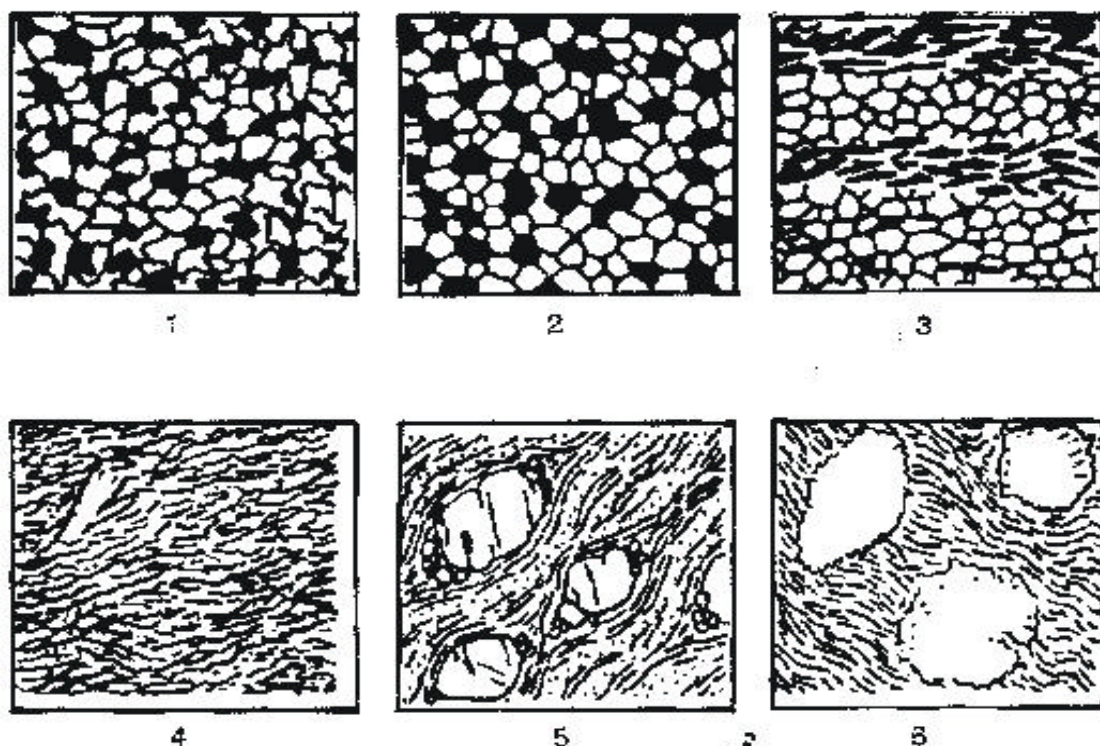


Figura 03: Texturas comuns de rochas metamórficas: 1- Granoblástica; 2- Granoblástica poligonal; 3- Bandada; 4- Foliada; 5- Milonítica; 6- Porfiroblástica.

Fonte: FERNANDES e ALMEIDA (1986).

Em rochas metamórficas, a identificação da composição mineral permite a identificação da *fácies metamórfica* da rocha analisada (figura 04, página 35), reconhecendo as condições de pressão, temperatura e profundidade que instabilizaram quimicamente os minerais pré-metamórficos, dando origem a novos minerais em equilíbrio (FERNANDES e ALMEIDA, *op. cit.*).

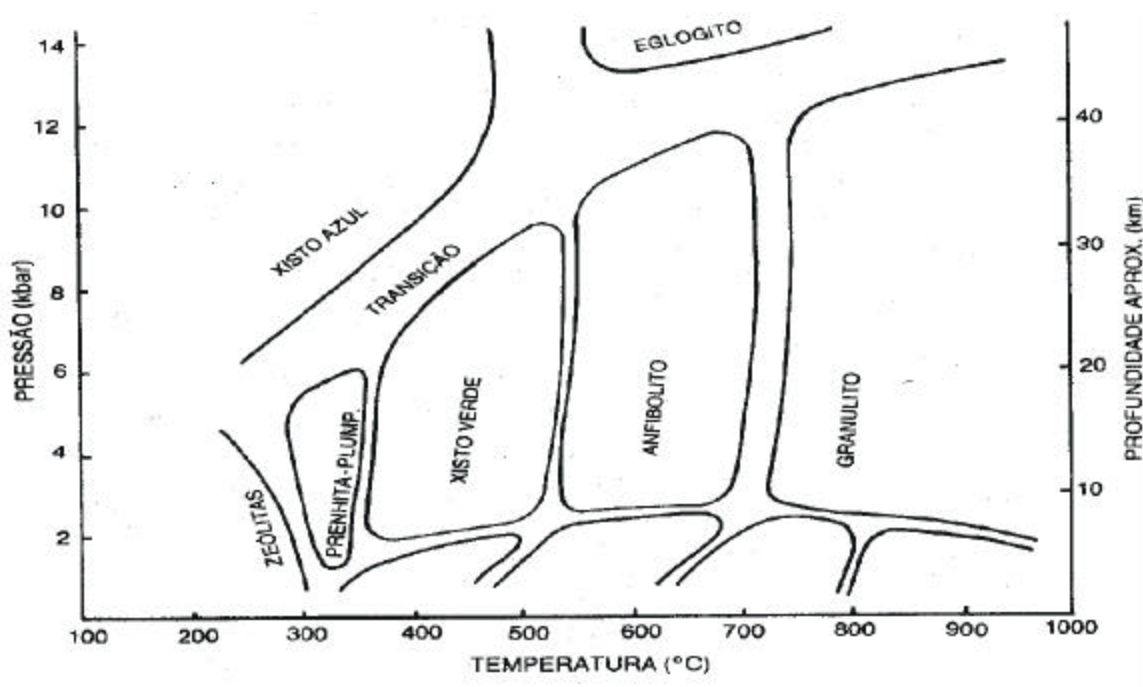


Figura 04: Diagrama Pressão-Temperatura-Profundidade indicando as diferentes fácies metamórficas.

Fonte: FERNANDES e ALMEIDA (1986).

As rochas sedimentares são construídas por ação química ou provém da destruição de outras rochas, sendo neste último caso chamadas *detríticas* (DERRUAU, 1969). As rochas sedimentares químicas podem ser orgânicas, como os calcários coralinos, ou inorgânicas como as concreções ferruginosas, enquanto que as *detríticas* ou *clásticas* têm origem na deposição de materiais de outras rochas e posterior diagênese. Depositadas em ambientes marinhos, continentais ou transicionais, as rochas sedimentares são classificadas pelo tamanho predominante dos grãos que as constituem, como os conglomerados, os arenitos, os siltitos e os argilitos (figura 05, página 36).

A constituição mineral, o ambiente de deposição e a idade de uma rocha sedimentar associam-se a diferentes respostas ao intemperismo e a erosão, refletindo no relevo que é sustentado por elas. A estrutura deposicional também

influencia as formas do relevo, como as deposições estruturais plano-paralelas em camadas concordantes que favorecem a geração de formas tabulares, ou camadas inclinadas que podem estabelecer a formação de relevos de cuesta. Segundo FERNANDES e ALMEIDA (1986), a descrição das rochas sedimentares deve conter as dimensões das camadas e a natureza dos contatos, bem como uma classificação pelo tamanho dos maiores clastos que a compõem.

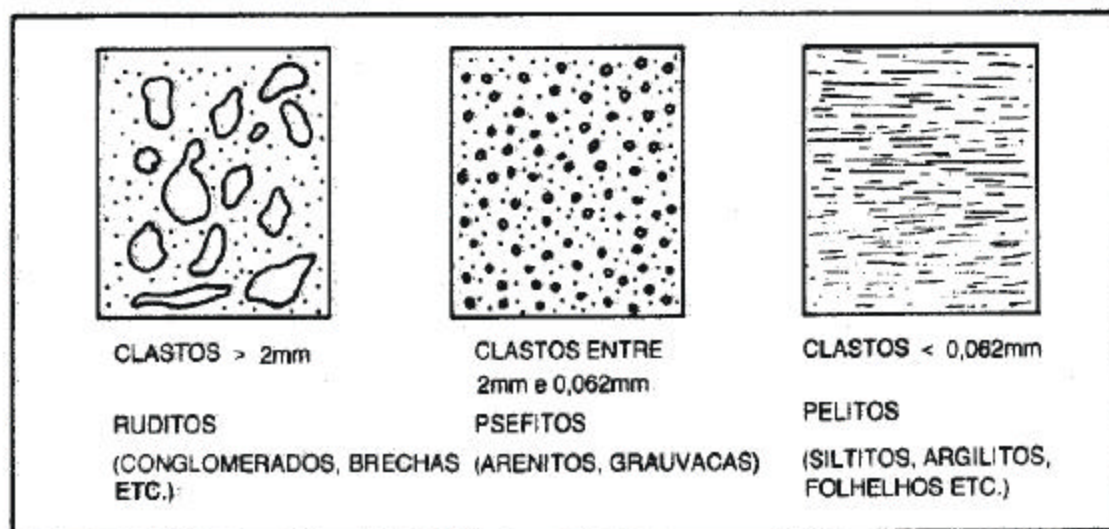


Figura 05: Classificação das rochas sedimentares de acordo com a granulometria.

Fonte: FERNANDES e ALMEIDA (*op. cit.*).

A estrutura tectônica, enquanto estudo da distribuição e dinâmica da movimentação da crosta terrestre, pretende o reconhecimento dos processos endógenos por meio da identificação de sua manifestação nas rochas, reconhecida pela ocorrência de dobras, falhas, fraturamentos, intrusões, entre outros elementos estruturais. Segundo BIGARELLA, BECKER e SANTOS (1994), os ciclos de eventos tectônicos denominados *Jequié*, *Transamazônico*, *Parguazense*, *Espinhaço*, *Rondoniense* e *Brasiliense* retrabalharam as unidades mais antigas do embasamento geológico do Brasil. Já o ciclo *Sul-Atlântico* teria retrabalhado inclusive as bacias fanerozóicas com intenso vulcanismo a partir do período *Jurássico*, como é o caso das coberturas basálticas da Bacia Sedimentar do Paraná.

2.1.2 Litologia, petrografia e estrutura tectônica

As formas de relevo são resultado da interação de processos endógenos, desencadeados pelo calor e pressão interior da litosfera, com processos exógenos desencadeados pela atmosfera. As diferentes formas de relevo decorrem da atuação simultânea, porém desigual ao longo do tempo e do espaço, da estrutura geológica e do clima, fazendo com que o relevo seja um componente dinâmico da natureza e, portanto, em constante evolução (ROSS, 1998).

A dinâmica interna da crosta reflete na superfície terrestre estabelecendo a estrutura do relevo, por meio de processos endógenos orogênicos, epirogênicos, plutônicos, vulcânicos, de metamorfismo, entre outros. A tectônica é responsável inclusive pela origem de bacias estruturais, onde ocorreram processos extensivos de sedimentação, que geraram bacias sedimentares como a do Paraná e do Piauí-Maranhão. Já a dinâmica da atmosfera comanda os fenômenos de superfície que esculpem as rochas, elaborando modelados por meio do intemperismo, da erosão e do transporte e deposição detrítica.

As formas de relevo associam-se tanto a fatores endógenos ativos, manifestos na estrutura tectônica, quanto a fatores passivos, relacionados à resistência das rochas ao intemperismo e à erosão, estabelecidos pela ação climática (FERNANDES e ALMEIDA, 1996). As rochas possuem resistência diferenciada em função da natureza litológica e estrutural, bem como pelo tipo de clima a que estão submetidas em superfície. O relevo é um reflexo das diferenças litológicas e estruturais, já que as rochas são esculpidas de acordo com a resistência e o condicionamento que impõem aos agentes climáticos.

Deste modo, a *litologia* - estudo da natureza mineral, estrutural e textural das rochas, a *petrografia* - estudo microscópico das rochas, e a *estrutura tectônica* - estudo do arranjo das deformações geológicas da crosta terrestre, são elementos fundamentais para a análise geomorfológica.

As rochas *magmáticas ou ígneas* resultam da solidificação do magma quando este se resfria, podendo ser extrusivas ou intrusivas de acordo com o ambiente em

que se solidificaram. As rochas *ígneas efusivas ou vulcânicas* têm como ambiente de solidificação o exterior da crosta, onde o contato com a atmosfera estabelece um rápido resfriamento do fluido magmático, formando rochas de textura afanítica com cristais somente visíveis em microscópio. A natureza e o estado físico do ejetado material formador das rochas vulcânicas, bem como a natureza de possíveis rochas não vulcânicas adjacentes a elas, fazem com que os processos exógenos atuem de forma diferenciada, refletindo nas formas do relevo.

As rochas *ígneas intrusivas ou plutônicas* tiveram como ambiente de solidificação o interior da crosta. As intrusões de fluidos magmáticos que penetram em falhas e fraturas sem extravasar, resfriam-se lentamente formando rochas de textura fanerítica com cristais visíveis em amostras de mão. Exumadas por sucessivas fases erosivas, as rochas intrusivas passam a sustentar formas em superfície, destacando-se no relevo quando mais resistentes à ação dos agentes externos que as encaixantes. Segundo FERNANDES e ALMEIDA (1996), o volume dos minerais constituintes, o tamanho dos grãos, a cor e a textura são as características utilizadas para classificar as rochas ígneas.

As rochas *metamórficas* são produto da transformação de rochas pré-existentes por elevada pressão e temperatura no interior da crosta terrestre. Esta transformação consiste em uma reorganização mineral efetuada segundo uma direção recorrente, geralmente no sentido principal do evento tectônico que as metamorizou, estabelecendo planos orientados chamados “*planos de xistosidade*”. Desse modo, as rochas apresentam faixas de diferentes litologias, que podem apresentar maior ou menor resistência à erosão ao longo dos planos de xistosidade, condicionando alinhamentos no relevo impostos pela estrutura, como é comum aos vales e cristas em superfícies de substrato metamórfico.

Juntamente com as rochas ígneas intrusivas, as rochas metamórficas são chamadas *cristalinas* devido à presença de elementos cristalizados em suas constituições, além de possuírem características comuns de impermeabilidade e resistência ao intemperismo e à erosão (DERRUAU, 1969). A observação de

lâminas delgadas, em microscópio polarizador, permite a classificação de uma rocha metamórfica identificando-se a estrutura, a textura (figura 03, nesta página) e a composição mineral, além do reconhecimento da rocha pré-metamórfica quando possível.

Figura 03: *Texturas comuns de rochas metamórficas: 1- Granoblástica; 2- Granoblástica poligonal; 3- Bandada; 4- Foliada; 5- Milonítica; 6- Porfiroblástica.*

Fonte: FERNANDES e ALMEIDA (1986).

Em rochas metamórficas, a identificação da composição mineral permite a identificação da *fácies metamórfica* da rocha analisada (figura 04, página 35), reconhecendo as condições de pressão, temperatura e profundidade que instabilizaram quimicamente os minerais pré-metamórficos, dando origem a novos minerais em equilíbrio (FERNANDES e ALMEIDA, *op. cit.*).

Figura 04: *Diagrama Pressão-Temperatura-Profundidade indicando as diferentes fácies metamórficas.*

Fonte: FERNANDES e ALMEIDA (1986).

As rochas sedimentares são construídas por ação química ou provém da destruição de outras rochas, sendo neste último caso chamadas *detríticas* (DERRUAU, 1969). As rochas sedimentares químicas podem ser orgânicas, como os calcários coralinos, ou inorgânicas como as concreções ferruginosas, enquanto que as detríticas ou clásticas tem origem na deposição de materiais de outras rochas e posterior diagênese. Depositadas em ambientes marinhos, continentais ou

transicionais, as rochas sedimentares são classificadas pelo tamanho predominante dos grãos que as constituem, como os conglomerados, os arenitos, os siltitos e os argilitos (figura 05, página 36).

A constituição mineral, o ambiente de deposição e a idade de uma rocha sedimentar associam-se a diferentes respostas ao intemperismo e a erosão, refletindo no relevo que é sustentado por elas. A estrutura deposicional também influencia as formas do relevo, como as deposições estruturais plano-paralelas em camadas concordantes que favorecem a geração de formas tabulares, ou camadas inclinadas que podem estabelecer a formação de relevos de cuesta. Segundo FERNANDES e ALMEIDA (1986), a descrição das rochas sedimentares deve conter as dimensões das camadas e a natureza dos contatos, bem como uma classificação pelo tamanho dos maiores clastos que a compõem.

Figura 05: Classificação das rochas sedimentares de acordo com a granulometria.

Fonte: FERNANDES e ALMEIDA (*op. cit.*).

A estrutura tectônica, enquanto estudo da distribuição e dinâmica da movimentação da crosta terrestre, pretende o reconhecimento dos processos endógenos por meio da identificação de sua manifestação nas rochas, reconhecida pela ocorrência de dobras, falhas, fraturamentos, intrusões, entre outros elementos estruturais. Segundo BIGARELLA, BECKER e SANTOS (1994), os ciclos de eventos tectônicos denominados *Jequié*, *Transamazônico*, *Parguazense*, *Espinhaço*, *Rondoniense* e *Brasiliense* retrabalharam as unidades mais antigas do embasamento geológico do Brasil. Já o ciclo *Sul-Atlântico* teria retrabalhado inclusive as bacias fanerozóicas com intenso vulcanismo a partir do período *Jurássico*, como é o caso das coberturas basálticas da Bacia Sedimentar do Paraná.

2.1.3 Relevo, modelados e formações superficiais associadas

A escala de análise espacial é fundamental na escolha das estratégias e técnicas de pesquisa geomorfológica, como por exemplo, o uso de imagens de satélite para o mapeamento em pequena escala e o uso de fotografias aéreas para os mapeamentos de grande escala (KOHLE, 1996). Para as bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga, a escala 1: 25.000 foi adotada tanto para a análise quanto para a representação do relevo e dos modelados da área a que se referem, seguindo a orientação de Tricart (1965) *apud* COLTRINARI (1982). Associadas aos modelados, as formações superficiais constituíram-se também em um importante elemento de análise geomorfológica, em virtude relações que mantêm com os processos que dão origem às formas de relevo.

O termo “relevo” é entendido como o conjunto das grandes unidades que se distinguem na paisagem física, originadas por forças internas responsáveis pelo arranjo litológico e estrutural que sustenta as formas (COLTRINARI, *op. cit.*). A disposição das rochas na superfície terrestre se constitui no arcabouço do relevo, dando origem a formas relacionadas a litologia e a estrutura como maciços, planaltos, serras e escarpamentos.

Os modelados são conjuntos de formas originadas da atuação direta ou indireta do clima sobre o relevo, variando de acordo com o tipo e a intensidade dos processos morfogenéticos (COLTRINARI, 1982). Classificados pelos processos morfogenéticos dominantes e pelos ambientes de formação, os modelados são representados no mapeamento geomorfológico pelas formas que apresentam e pelas características das formações superficiais a elas associadas.

NUNES *et al.* (1995) sugere que na composição de um mapa geomorfológico os modelados sejam delimitados em função dos processos morfogenéticos dominantes e pela definição de sua gênese. Os processos morfogenéticos dominantes, sejam eles de dissecação ou de acumulação, modelam as formas de relevo e estabelecem as formações superficiais associadas. O reconhecimento dos

agentes que desencadeiam os processos define a gênese de um modelado como de origem fluvial, marinha, lacustre, eólica ou combinada.

Os modelados de dissecação podem ser classificados descritivamente como de montanhas, morros, outeiros e colinas de acordo com a altitude que as formas de relevo apresentam. Segundo GUERRA e GUERRA (1997), as montanhas são grandes elevações com altitude superior a 300 metros, os morros têm altitude aproximada entre 100 e 200 metros, os outeiros possuem altitude média entre 50 e 100 metros, enquanto que as colinas são pequenas elevações isoladas umas das outras apresentando declives suaves e inferiores aos outeiros.

As formações superficiais são camadas proximais à litosfera que sofreram desagregação mecânica ou alteração química, bem como a decomposição de materiais orgânicos. Segundo GUERRA e GUERRA (*op. cit.*), “*formação superficial é uma denominação usada em Geografia para o lençol constituído de material decomposto ou edafizado que recobre a rocha sã. Engloba, por conseguinte, as noções de solo e parte do subsolo*” (p. 284). Compreendem depósitos diversos, solos e alteritos, portanto constituem-se de produtos resultantes da migração ou remanejamento detrítico, como em depósitos eólicos ou aluviões, mas também podem se desenvolver sobre o substrato original *in situ* à partir do intemperismo (DEWOLF et JOLY, 1983).

Tanto as formações superficiais de remanejamento quanto as de alteração, podem formar solos desde que submetidas a processos pedogenéticos. Os estudos sobre formações superficiais envolvem análises estruturais desde a camada mais superficial do solo até a rocha em fase inicial de alteração, e utilizam frequentemente os termos “solo” ou “cobertura pedológica” para designar todo o conjunto solo-alterito (RUELLAN e QUEIROZ NETO, 1988; SOARES DA SILVA, 1999). Para BIGARELLA, BECKER e PASSOS (1996), “*o termo solo é, às vezes, aplicado erroneamente a qualquer tipo de alteração. Entretanto, refere-se apenas à parte do manto de intemperismo que sofreu decomposição e modificação intensa, tornando-o capaz de comportar o desenvolvimento de vegetais superiores*” (p. 455).

Segundo LEPSCH (1977), a existência de diferentes tipos de solos é controlada por cinco fatores: clima, organismos vivos, material de origem, relevo e idade do lugar (tempo), sendo que qualquer evolução pedogenética é resultado de uma ação combinada destes fatores.

O clima é um fator evidenciado sobre os demais, porque sobre um mesmo material de origem podem derivar solos diversos se a decomposição ocorrer em climas diferentes. Fenômenos meteorológicos, como a temperatura e a umidade, regulam a velocidade e o tipo de intemperismo, além do crescimento dos organismos vivos que também contribuem nos processos de alteração e pedogênese. Quanto mais quente e úmido for o clima de uma região, mais rápida e intensa será a decomposição das rochas, formando mantos de alteração muito profundos.

O intemperismo ou meteorização das rochas compreende a alteração física e química das rochas quando expostas ao “tempo”, ou seja, aos fenômenos meteorológicos (BLOOM, 1970). O intemperismo físico ou mecânico promove a desagregação das rochas, numa diminuição ou perda de coerência mineral que “afrouxa” as ligações intergranulares. O intemperismo químico provoca a decomposição das rochas por meio de reações químicas entre os minerais das rochas e a água, bem como pela ação biológica desencadeada por animais e vegetais. A ação desencadeada por organismos vivos está relacionada à ação de microorganismos (microflora e microfauna), vegetais (macroflora) e animais (macrofauna).

Processos físicos como a variação acentuada da temperatura, o congelamento de água e a cristalização de sais em juntas e fraturas, o alívio de carga e a ação das raízes das plantas, produzem alargamento das juntas, esfoliando e fragmentando as rochas. Já as reações químicas sempre envolvem água, seja como reagente ou veículo de produtos reagentes. Na hidratação ocorre incorporação de água aos minerais, na oxidação há combinação de minerais com o oxigênio, na carbonatação ocorre uma saturação de ácido carbônico, na hidrólise

ocorre um fracionamento molecular pela ação da água e na dissolução acontece uma decomposição mineral por solubilização (BLOOM, 1970).

Os vegetais agem tanto no intemperismo físico quanto químico, seja por meio da ação de cunha de suas raízes ou por secreções orgânicas que aceleram os processos químicos de decomposição. Quando as folhas das árvores, arbustos ou ervas caem junto ao solo, os microorganismos restituem às camadas superficiais do solo os elementos minerais retirados de camadas mais profundas. Indiretamente, os vegetais ainda conservam os solos, protegendo-os contra a erosão já que as raízes têm ação fixadora do relevo. Os animais que se abrigam no solo trituram restos vegetais e promovem uma movimentação dos materiais constituintes do solo, além de suas carcaças e resíduos contribuírem para a formação de húmus.

A idade do lugar que está sendo submetido à pedogênese tem influência direta na espessura dos solos, sendo normalmente mais jovens aqueles menos espessos do que os de formação mais antiga. O tempo necessário para a formação e amadurecimento de um solo depende também dos outros fatores como o clima ou o material de origem. Normalmente materiais de origem derivados de rochas básicas, em climas quentes e úmidos, são os que proporcionam uma formação de solo mais rápida, desde que as condições de erosão sejam pequenas.

O material de origem é o fator de resistência na formação do solo, sendo passivo à ação do clima e dos organismos, mas dependendo da litologia e estrutura pode definir a velocidade com que o solo se forma. Já as diferenças promovidas no solo devido ao fator relevo são facilmente perceptíveis pela variação de cor dos solos, sendo basicamente resultantes das desigualdades de distribuição, em uma área, de água da chuva, de luminosidade, calor ou erosão.

A partir da observação do perfil vertical de um solo, em cortes de estrada, trincheiras ou por meio de sondagens com trado, é possível descrever e amostrar o conjunto de camadas que a formação apresenta, por vezes até a rocha inalterada. O perfil é uma seção vertical que iniciando na superfície aprofunda-se até onde

alcança a ação do intemperismo, revelando a seqüência de camadas dispostas horizontalmente conhecidas como “horizontes” (VIEIRA e VIEIRA, 1983).

A interação dos fatores de formação do solo resulta em perfis que refletem o histórico de sua evolução, com horizontes que podem ser diferenciados pela textura, cor, consistência, atividade biológica, entre outros aspectos. Para se caracterizar um horizonte é necessário mensurar a diferença existente entre ele e o seu material parental, baseando-se na sua disposição no perfil e também no processo que originou suas características principais.

Um perfil padrão ou hipotético serve para demonstrar quase todos os horizontes que podem ocorrer em um solo, desde a superfície até a rocha inalterada. Os principais horizontes que se apresentam nos solos são os horizontes orgânicos (O), os horizontes minerais (A, B e C) e por fim a rocha inalterada (R).

Os horizontes orgânicos (O) formam-se na parte superior dos solos, acima da parte mineral, constituindo-se predominantemente por matéria orgânica fresca ou parcialmente decomposta, podendo ser identificado pela quantificação deste material: mais de 30% de matéria orgânica em frações minerais predominantemente argilosas, ou mais de 20% de matéria orgânica em frações minerais não argilosas (VIEIRA e VIEIRA, *op. cit.*).

Os horizontes minerais A, B e C apresentam menos de 30% de matéria orgânica em frações minerais argilosas, ou menos de 20% em frações minerais não-argilosas. O horizonte mineral A apresenta acúmulo de matéria orgânica na porção adjacente a superfície, com concentrações de minerais resistentes, como o quartzo, pois este horizonte perde por eluviação outros elementos, como a argila, a ferro ou o alumínio. Entre os horizontes minerais, o horizonte A é o que apresenta a maior atividade biológica, além de estar mais sujeito às variações de umidade e temperatura.

O horizonte mineral B provém da transformação do material original e do acúmulo de constituintes orgânicos e minerais iluviados, daí ser conhecido como horizonte de acúmulo ou iluviação. A intensa acumulação iluvial de matéria

orgânica no horizonte B, como em alguns podzóis, é identificada pelo subscrito “h”. Quando há importante acumulação de minerais argilosos é adotado o subscrito “t” pra designar um horizonte B textural. No caso de intensa intemperização não associada à acumulação de argila, mas conjugada a concentração residual de óxidos de ferro e alumínio, é usado o subscrito “w”, como no caso dos latossolos (OLIVEIRA, JACOMINE e CAMARGO, 1992).

No horizonte mineral C a composição química, física e mineralógica é similar a do material de origem onde se desenvolveu o solo, com pouca influência de organismos vivos, sendo definido como material parental do solo. O horizonte R representa a rocha inalterada, podendo ser ou não a rocha original na qual o solo se formou. A existência ou não dos horizontes apresentados, bem como possíveis subdivisões deles, é determinada pelos fatores (clima, organismos, material original, relevo, tempo) que regulam a formação e a evolução dos solos.

Das características das formações superficiais, a *cor* do material é aquela inicialmente utilizada para distinguir e delimitar os horizontes observáveis de um perfil. A cor do material dos horizontes *“está relacionada com as características mineralógicas, físicas e químicas, possibilitando inferências sobre a natureza e/ou estado de constituintes e condicionamento a que o solo está ou esteve sujeito”* (OLIVEIRA, JACOMINE e CAMARGO, *op. cit.*: 35). Na relação entre a cor e o material mineral constituinte das camadas de uma formação superficial cabe destacar a presença de ferro e da água na pedogênese.

A cor vermelha é particularmente associada a sesquióxidos de ferro, enquanto que a coloração amarela indica a presença de algum composto de ferro combinado com água – hidróxido de ferro. A coloração avermelhada indica quase sempre um solo bem drenado, mas localmente a cor pode ser derivada do vermelho da rocha de origem como um xisto ou um arenito. Cores acinzentadas ou azuladas de clima úmido freqüentemente significam presença de compostos reduzidos de ferro (como óxidos de ferro) na formação e indicam má drenagem ou condições pantanosas (STRAHLER, 1980:167).

Outro atributo importante na caracterização de uma formação superficial é a *granulometria*, ou seja, o tamanho do material mineral que a constitui. Uma formação superficial pode ser constituída de partículas minerais com tamanhos diversos, desde dimensões coloidais como a das argilas até dimensões centimétricas como a dos cascalhos. É possível reconhecer a composição relativa do material constituinte segundo grupos de diâmetros, denominados “frações granulométricas” (OLIVEIRA, JACOMINE e CAMARGO, 1992).

A proporção relativa das frações granulométricas do material de um horizonte ou camada é conhecida como “*textura*”, e é um atributo morfológico utilizado na caracterização de uma formação superficial. No estudo da textura do material que compõe os horizontes ou camadas de uma formação superficial são arbitrados limites de intervalos conforme o diâmetro das partículas e reconhece-se a proporção relativa de frações granulométricas segundo um sistema de classificação.

Um sistema de classificação muito utilizado para a análise textural é o proposto por Wentworth que classes intervaladas pelo diâmetro das partículas em milímetros: 1 a 2 - *areia mais grosseira*; 0,50 a 1 - *areia grosseira*; 0,25 a 0,50 - *areia média*; 0,125 a 0,25 - *areia fina*; 0,062 a 0,125 - *areia muito fina*; 0,002 a 0,062 - *silte*; menor que 0,002 - *argila* (BIGARELLA, BECKER e PASSOS, 1996). As partículas com diâmetro maior que 2 milímetros não participam do conceito de textura, sendo geralmente referidas como *pedregosidade* (RESENDE et al 1999). As partículas entre 2 e 4 milímetros são classificadas como “*grânulos*”, aquelas com tamanho entre 4 e 64 milímetros como “*seixos*” e aquelas maiores que 64 milímetros como “*blocos ou calhaus*”, segundo a escala proposta por Atterberg (PRADO, 1996; OLIVEIRA, JACOMINE e CAMARGO, *op. cit.*; GIANNINI e RICCOMINI, 2001).

A classe de textura dominante é empregada em nível categórico para identificar e distinguir formações superficiais, como por exemplo, uma alteração com textura argilosa. No caso de contraste textural entre camadas ou horizontes é

comum o emprego de expressão composta para identificação desta característica da formação superficial, como por exemplo, alteração com textura argilo-arenosa.

O reconhecimento de relações da dinâmica morfogenética, possibilitado por uma análise geomorfológica, subsidiam um levantamento de considerações a respeito da geomorfogênese. A origem e a evolução geral do relevo é estudada por meio de interpretações bibliográficas, cartográficas, de fotografias aéreas, de imagens de satélite, aliadas a pesquisas de campo e ao conhecimento da natureza das rochas e das formações superficiais. Considerações a respeito da geomorfogênese propõem um ordenamento temporal da evolução do relevo, considerando as influências morfoclimáticas em sua organização.

Uma pesquisa geomorfológica pode subsidiar estudos integrados de ordenação do meio natural, fundamentalmente pelo aspecto dinâmico que possui o relevo (TRICART, 1976). Os movimentos de massa ou do regolito correspondem à movimentação descendente pelas encostas de solos, alterações, rochas ou sedimentos por ação da gravidade. Em encostas com mais de 45° de inclinação, o componente de deslize supera o componente de aderência, ou seja, a força descendente supera o atrito que mantêm um material detrítico estabilizado na superfície de uma encosta (BLOOM, 1970). Além do ângulo de inclinação de uma encosta, a água tem um papel importante nos movimentos de massa, por reduzir a aderência dos fragmentos por lubrificação e aumentando o peso do material, quando infiltra e satura as formações superficiais. De acordo com a quantidade de água, a natureza e a velocidade, os movimentos do regolito são classificados como rastejamento ou creep, solifluxão ou reptação, fluxos de terra ou fluxos de lama, avalanche e desmoronamentos (BLOOM, *op. cit.*).

O conhecimento do relevo advindo da análise geomorfológica complementa a compreensão do espaço, em meio a sua complexidade de fatores físicos, biológicos e sociais condicionantes de sua formação.

2.2 Mapeamento geomorfológico

Os elementos da análise das bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga foram identificados por meio de um mapeamento geomorfológico em escala 1: 25.000, que empregou técnicas de interpretação de fotografias aéreas e de imagens de satélite, pesquisas de campo, análises granulométricas de formações superficiais, análises microscópicas de lâminas delgadas e cartografia digital.

As caracterizações mineralógicas e granulométricas foram realizadas nos Laboratórios de Lâminas Delgadas, de Microscopia Ótica e de Pedologia, todos do Departamento de Geociências da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC). Os resultados finais de pesquisa foram representados em mapas elaborados no Laboratório de Geoprocessamento, também do Departamento de Geociências da UFSC.

2.2.1 Fotointerpretação geomorfológica e pesquisa de campo

Foram interpretadas fotografias aéreas em escala 1: 25.000 (CEPLAC, 1965) e mosaicos georreferenciados de fotografias aéreas em escala 1: 15.000 e 1: 25.000 (IESB, 1997A; IESB, 1997B), bem como uma imagem de satélite LANDSAT do ano de 1994, cedida pelo IESB (Instituto de Estudos Sócio-Ambientais do Sul da Bahia). A imagem de satélite foi interpretada com o objetivo de reconhecer as orientações recorrentes dos lineamentos da estrutura tectônica em um contexto regional, bem como classificar a fisionomia da cobertura vegetal da faixa costeira sul de Itacaré no ano de 1994.

Inicialmente, a fotointerpretação objetivou a identificação da rede hidrográfica e o reconhecimento dos divisores de água das bacias estudadas. Após a pesquisa de campo, a fotointerpretação voltou-se ao reconhecimento das formas de relevo, em especial as rupturas de encostas que foram utilizadas na delimitação das diferentes formações superficiais identificadas em campo. A fotointerpretação na escala 1: 25.000 permitiu delinear rupturas de declive que identificam as formas dos interflúvios, tanto as feições de topo (convexas, planas, aguçadas) quanto à

forma das encostas (convexas, côncavas, convexo-côncavas). As rupturas de declive, as redes hidrográficas, os divisores de água, os pontos mais elevados dos interflúvios internos, as praias, as dunas e as várzeas, foram localizadas em esquemas de cobertura (*overlays*).

As pesquisas de campo foram realizadas em três campanhas principais: outubro de 2000, julho e agosto de 2001 e julho de 2002, quando foram registradas observações pontuais de afloramentos ou de tradagens em formações superficiais, sempre acompanhadas por descrições do substrato geológico e do relevo adjacente. O planejamento dos caminhamentos para as pesquisas de campo tiveram como base os *overlays* preliminares e a base cartográfica de MELIANI (2001), documentos que também foram utilizados para a locação dos pontos observados e registrados em campo.

No campo, as pesquisas para o mapeamento contaram com descrições pontuais das observações de afloramentos, naturais ou antrópicos, de rochas e formações superficiais, sendo que estas últimas também foram observadas por meio de sondagens (trado). Foram utilizados instrumentos de medida e de coleta de amostras, como trena, metro, bússola, altímetro, martelo, enxada e trado, fundamentais ao registro detalhado das observações. Registros fotográficos, croquis e esquemas descritivos das formas e processos foram elaborados com o intuito de subsidiar a interpretação geomorfológica.

Nos afloramentos de rocha foram identificadas algumas características mineralógicas, estruturais e texturais, bem como elementos da estrutura tectônica como foliações e fraturas que tiveram suas orientações recorrentes reconhecidas. A caracterização das formações superficiais incluíram, para cada camada ou horizonte, a identificação da profundidade, da cor, da textura, a presença de nódulos, concreções ou fragmentos rochosos, bem como o reconhecimento da evolução pedogenética e do substrato associado.

A ação humana constitui-se também como um conjunto de elementos mapeados, em virtude do potencial de mudança na distribuição de matéria e

energia dentro de sistemas naturais, como são as bacias hidrográficas. Na análise geomorfológica, os elementos resultantes de ações antrópicas foram considerados e representados cartograficamente, devido à interferência que podem acarretar na dinâmica morfogenética.

2.2.2 Caracterização granulométrica de formações superficiais

A identificação da textura e da pedregosidade das formações superficiais foi realizada por meio de análises granulométricas de 52 amostras dos alteritos e sedimentos coletados na superfície das bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga.

O sistema de classificação utilizado para a identificação da textura das formações superficiais foi o proposto por Wentworth *apud* BIGARELLA, BECKER e PASSOS (1996). Este sistema apresenta classes intervaladas pelo tamanho do diâmetro das partículas em milímetros: *areia mais grosseira* (1,00-2,00), *areia grosseira* (0,50-1,00), *areia média* (0,250-0,50), *areia fina* (0,125-0,250), *areia muito fina* (0,062-0,125), *silte* (0,002-0,062), *argila* (<0,002). As partículas com diâmetro maior que 2 milímetros, *cascalhos* segundo PRADO (1996), foram classificadas como *grânulos* (2,0-4,0mm), *seixos* (4,0-64mm) e *blocos* (64-256mm) seguindo a escala do tamanho de partículas em milímetros proposta por Atterberg *apud* GIANNINI e RICCOMINI (2001).

Os percentuais granulométricos das alterações e sedimentos, que compõem as formações superficiais amostradas, foram identificados por meio da medida do peso específico das frações de areia, silte e argila. Depois de secas e embebidas com peróxido de hidrogênio e água destilada, as amostras de material coletado foram aquecidas com o objetivo de se retirar a matéria orgânica.

O material grosseiro (cascalho e areia) foi separado do fino (silte e argila) em peneira de malha com 0,062 milímetros de espaçamento, sendo posteriormente submetido à tamisação em sete peneiras adequadas a classificação proposta (Wentworth). As frações de silte e de argila foram separadas por pipetagem,

depois de serem submetidas à dispersão física por 24 horas em defloculante preparado a base de hexametáfosfato de sódio e carbonato de sódio.

2.2.3 Caracterização petrográfica de lâminas delgadas

As pesquisas de campo possibilitaram a coleta de amostras de rocha em diferentes locais da área de estudo, utilizando-se para este fim um martelo. Dez amostras foram escolhidas para laminação e análise microscópica, que objetivou a classificação da rocha amostrada por meio da identificação da estrutura, da textura e da mineralogia. Os critérios para a seleção das amostras analisadas consideraram as variedades litológicas das amostras de mão e o estado geral e a localização dos afloramentos na área de estudo.

Das dez amostras escolhidas, quatro foram coletadas no costão esquerdo da praia do Havaizinho, um afloramento natural onde há variedade e recorrência de rochas do complexo metamórfico (ponto de observação 99). Outras quatro amostras foram selecionadas pelos mesmos critérios (afloramento com variedade litológica e recorrência de rochas metamórficas) em uma pedreira localizada junto ao Trevo da Marambaia (ponto de observação 01).

As outras duas amostras foram selecionadas em virtude da localização dos seus pontos de coleta na área de estudo. Uma delas foi coletada junto ao lago da antiga represa da Usina Leão de Ouro, que existe no rio Jeribucassu junto a BA-001 na altura do quilômetro 56, em uma posição central na bacia (ponto de observação 04). A outra amostra foi coletada no leito de uma das nascentes do rio Jeribucassu nas encostas da Serra do Capitão, extremo oeste da bacia (ponto de observação 130).

Depois de serradas, as amostras foram coladas a lâminas e posteriormente polidas com o auxílio de abrasivos até a espessura adequada à análise microscópica. Por meio de um microscópio polarizador acoplado a um sistema de captura de imagens, foi possível classificar as rochas amostradas e fotografar as lâminas delgadas.

2.2.4 Cartografia digital

A cartografia geomorfológica, mais do que a representação da distribuição dos fatos e fenômenos observados, permite uma análise espacial que pretende reconhecer a gênese, a evolução e as relações do relevo com os aspectos geológicos, climáticos, bióticos e culturais. Nas cartas geomorfológicas de detalhe, elaboradas em escalas entre 1: 5.000 à 1: 25.000 e excepcionalmente em escalas 1: 50.000 e 1: 100.000, os processos que criam os modelados são primariamente representados, enquanto o relevo, entendido como um conjunto estrutural, permanece em segundo plano (Tricart, 1965 *apud* COLTRINARI, 1982).

A base cartográfica para um mapeamento geomorfológico é estabelecida a partir de folhas topográficas, desde que estas sejam de escala igual ou maior que a escala das fotografias aéreas utilizadas na pesquisa. Deste modo, preservam-se os limites de representação cartográfica da escala adotada, sem a necessidade de ampliações que acentuam os erros de localização geográfica dos elementos representados. O mapeamento exigiu a elaboração de uma base adequada à representação no detalhe proposto, em escala 1: 25.000, devido à inexistência de cartas topográficas nesta escala ou maior para o município de Itacaré⁴. A exigência parte do próprio recorte espacial escolhido para a pesquisa, delimitado por meio dos divisores de água topográficos das bacias dos rios Jeribucassu, Burundanga e dos riachos costeiros adjacentes.

Para a identificação dos limites das bacias buscou-se, nas fotografias aéreas, a restituição mais completa possível da estrutura das redes hidrográficas, importante não somente para a delimitação do espaço de pesquisa, mas também para o reconhecimento da dissecação atual do relevo. Com o objetivo de estudar a rede hidrográfica da bacia do rio Jeribucassu, MELIANI (2001) elaborou uma base cartográfica em escala adequada à análise proposta (1: 25.000), utilizando-se de interpretação, correção geométrica e georreferenciamento de fotografias aéreas.

Os mesmos procedimentos utilizados por MELIANI (2001) foram realizados na elaboração de uma base cartográfica para a bacia do rio Burundanga, bem como para as bacias dos riachos costeiros adjacentes, complementando a base necessária ao mapeamento geomorfológico proposto.

A escala adotada para a fotointerpretação neste estudo, 1: 25.000, permitiu observar detalhes e mapear as redes hidrográficas pela identificação dos canais fluviais e dos interflúvios em estereoscopia. A fotointerpretação, representada preliminarmente em esquemas de cobertura (*overlays*), foi georreferenciada através do reconhecimento de pontos comuns entre as interpretadas fotografias aéreas (CEPLAC, 1965) e o mosaico georreferenciado de fotografias coloridas (IESB, 1997A).

Os esquemas de cobertura (*overlays*) apresentam as mesmas distorções das fotografias aéreas verticais que serviram de base para a fotointerpretação. Por meio do aplicativo “*Geovec*”, do programa de mapeamento digital “*CAD (Computer Aided Design) Microstation*”, foi possível efetuar uma correção geométrica de arquivos digitalizados (*rasters*) dos *overlays*, ajustando-os ao sistema de coordenadas planas do programa.

Os arquivos digitalizados (*rasters*) ao serem corrigidos geometricamente geraram novos arquivos que, em meio digital, serviram de base à vetorização das informações representadas nos *overlays*. O processo de vetorização foi realizado por meio do mesmo aplicativo, “*Geovec*”, do mesmo programa de mapeamento digital utilizado até então, “*CAD (Computer Aided Design) Microstation*”. Após o processo de vetorização, as informações foram organizadas e armazenadas em arquivos específicos (bacias, rede hidrográfica, sub-bacias, rodovias,...), seguindo um planejamento que permitiu a edição e a análise dos mapas apresentados.

O mapeamento geomorfológico, também preliminarmente representado em *overlays*, foram georreferenciados à partir do reconhecimento de pontos comuns

⁴ Para o município de Itacaré existem apenas as cartas topográficas Itacaré (SD.24-Z.A.I) e Ubaitaba (SD.24-Y.B.III) elaboradas pela SUDENE em 1977, na escala 1: 100.000 e com equidistância de 40

entre as fotografias aéreas da CEPLAC (1965) e o mapa da rede hidrográfica da bacia do rio Jeribucassu apresentado por MELIANI (2001). As informações dos *overlays* geomorfológicos foram vetorizadas seguindo os mesmos procedimentos utilizados na elaboração da base cartográfica, descritos anteriormente.

Por meio destes procedimentos de cartografia digital foram elaborados quatro mapas temáticos em escala 1: 25.000: um mapa dos pontos de observação para o mapeamento geomorfológico (página 52), um mapa das redes hidrográficas, um mapa geológico e um mapa geomorfológico das bacias dos rios Jeribucassu, Burundanga e costeiros adjacentes.

Mapa 06: *Mapa de localização dos pontos de observação para o mapeamento geomorfológico das bacias dos rios Jeribucassu, Burundanga e costeiros adjacentes, Itacaré, Bahia*

3. HIDROGRAFIA

Segundo BOTELHO (1999), o estudo de bacias necessita de um mapa detalhado da rede hidrográfica elaborado a partir de fotografias aéreas em escalas grandes, preferencialmente não inferiores a 1: 25.000, onde estejam mapeados todos os cursos de água inclusive os efêmeros. A escala 1: 25.000 permite uma visão do arranjo em planta da rede de cursos d'água, ou seja, da organização hidrográfica que é função do clima, da litologia, do relevo, dos modelados, das formações superficiais e da cobertura vegetal. Dentro desta perspectiva, características morfométricas das bacias estudadas foram identificadas no mapa da rede hidrográfica das bacias dos rios Jeribucassu, Burundanga e costeiros adjacentes em escala 1: 25.000, apresentado nesta dissertação (página 59).

3.1 Características morfométricas das bacias

A análise das bacias hidrográficas identificou características morfométricas que possibilitam um conhecimento quantitativo a respeito das bacias, subsidiando a descrição e a explicação geomorfológica. Identificadas no mapa da rede hidrográfica das bacias dos rios Jeribucassu, Burundanga e costeiros adjacentes em escala 1: 25.000 (página 59), as características morfométricas relativas à área e a rede hidrográfica, a hierarquia fluvial, as densidades hidrográficas e de drenagem e a forma das bacias estão apresentadas nos quadros 01 e 02 (página 58).

3.1.1 Área e rede hidrográfica

A bacia do rio Jeribucassu possui uma área de 29,70 km² drenada por uma rede hidrográfica composta por 342 cursos d'água, que totalizam 130,08 quilômetros de canais de escoamento. Desta rede hidrográfica, 80 cursos d'água são afluentes diretos do rio Jeribucassu, ou seja, 23,39% dos 342 canais que a compõem. Portanto, a maioria dos cursos d'água da bacia do Jeribucassu constituem-se como sub-afluentes e formadores, que interligados por meio de confluências, configuram uma ramificada rede hidrográfica.

MELIANI (2001), ao analisar a rede hidrográfica da bacia do Jeribucassu, reconheceu sub-bacias com potencial superior de captação das águas superficiais por meio de indicadores morfométricos. De um total de 164 sub-bacias, 3 destacaram-se na análise pela extensão de suas redes hidrográficas e pela área que ocupam: as sub-bacias dos riachos Vitorino e das Piabas e a bacia do córrego Duas Irmãs. A sub-bacia do riacho Vitorino possui a maior área (5,5 km²) e a mais extensa rede hidrográfica (27,5 km) entre todas as sub-bacias da bacia do rio Jeribucassu. A sub-bacia do riacho das Piabas é a segunda maior sub-bacia em superfície (4,6 km²) e em extensão de rede hidrográfica (19,8 km). O córrego Duas Irmãs, que é o mais longo afluente do rio Jeribucassu (4.489,87 metros), drena as águas de uma sub-bacia com 3,4 km² de superfície, encaixado em um vale de encostas íngremes e conectado a uma rede hidrográfica de 16,3 km.

A bacia do rio Burundanga possui uma superfície de 6,53 km² drenada por uma rede hidrográfica composta por 99 cursos d'água que somam 23,15 km de canais. A rede da bacia do Burundanga apresenta uma proporção de afluentes diretos do rio principal majoritária em relação ao número total de cursos d'água da rede hidrográfica. Dos 99 cursos d'água da rede da bacia do Burundanga, 53 (53,53%) são afluentes diretos do rio principal.

Se compararmos a extensão dos rios principais em relação a extensão total dos canais de suas redes, percebemos a importância relativa de cada um deles no escoamento das águas de sua bacia. O rio Burundanga estende-se por 8,63 km, o que representa 37,27% da extensão total de sua rede hidrográfica. O rio Jeribucassu é bem mais longo que o Burundanga, estende-se por 17,95 km, fato que também lhe confere importância no escoamento das águas de sua bacia, apesar do seu curso representar apenas 13,79% da extensão total de sua rede hidrográfica.

As oito bacias dos riachos costeiros adjacentes as bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga são pequeninas, sendo que a maior delas possui área de 147.000 m² enquanto que a menor apenas 7.000 m². Possuem poucos cursos d'água, no máximo três, sendo que algumas delas não possuem canais perceptíveis na escala

de mapeamento adotada, 1: 25:000. A bacia costeira adjacente com maior extensão de rede hidrográfica possui apenas três cursos d'água, que somados totalizam 599,45 metros.

Incluídas nesta análise geomorfológica devido as interessantes e variadas formas de relevo que apresentam, estas pequenas bacias costeiras adjacentes receberam aqui uma denominação numérica, relacionada à posição geográfica de cada uma delas, com o objetivo de identificá-las. A bacia costeira de número 1 corresponde a posicionada mais ao norte, junto à foz do rio Jeribucassu, estando as demais denominadas sucessivamente em ordem crescente até a número 8, que é entre as bacias costeiras adjacentes analisadas, aquela posicionada mais ao sul. As características morfométricas destas pequenas bacias são apresentadas no quadro 02 (página 58), estando ali denominadas de acordo com esta proposta de identificação.

3.1.2 Hierarquia fluvial e padrões de drenagem

A ordenação dos cursos d'água, voltada à identificação da hierarquia fluvial, permitiu a identificação de canais de diferentes ordens e o reconhecimento do grau de ramificação das redes hidrográficas. A ordenação proposta por Strahler (1952) *apud* CHRISTOFOLETTI (1980) estabelece um aumento sucessivo do número de ordem de um curso d'água, a medida em que ele vai recebendo afluentes de mesma ordem. Desta maneira, a seção final do rio principal de uma bacia indica, por meio de sua ordem, a hierarquia fluvial do rio principal frente a sua rede hidrográfica. Assim, a rede hidrográfica da bacia do rio Jeribucassu possui uma hierarquia de 5ª ordem, a do Burundanga uma hierarquia de 4ª ordem, enquanto que a hierarquia das bacias dos riachos costeiros adjacentes nunca superam a 2ª ordem.

Com a organização hidrográfica em parte adaptada a estrutura geológica, as bacias estudadas têm suas águas escoadas diretamente para o oceano Atlântico. As redes hidrográficas seguem orientações estruturais dominantes NE-SW ou NW-SE,

perceptíveis no encaixe do fundo de vales ou no alinhamento de interflúvios. A influência estrutural sobre as redes hidrográficas é reconhecida pelo padrão de drenagem paralelo ou subparalelo dos rios e afluentes principais, enquanto que os pequenos afluentes e os menores cursos d'água formam um padrão dendrítico. Segundo AB'SÁBER (1964), a dendritificação é tanto maior quanto mais úmido e chuvoso for o clima e menos permeável o conjunto de rochas. O padrão dendrítico, estabelecido na menor nervura da drenagem em canais das bacias, configura-se pela ocorrência dominante de cursos d'água de 1ª ordem, posicionados geralmente nas partes cimeiras em alvéolos intermontanos.

3.1.3 Densidade hidrográfica e densidade de drenagem

Segundo CHRISTOFOLETTI (*op. cit.*), “...na natureza, sob condições geográficas e climáticas similares, a descarga e outras características hidrológicas dependem, em grande parte, do número de canais existentes na área” (p. 108). A relação entre a quantidade de canais fluviais de uma rede com a área de sua bacia indica a densidade hidrográfica, um índice que permite comparar a ocorrência de rios em bacias de diferentes tamanhos. Entre as bacias estudadas, a do Burundanga é a que apresenta o maior índice de densidade hidrográfica, 15,16 cursos d'água por km², enquanto que a bacia do Jeribucassu possui cerca de 11,51 canais por km².

Tanto a bacia do Jeribucassu quanto à do Burundanga apresentam altos índices de densidade de drenagem: 4,38 km de canais por km² na bacia do rio Jeribucassu e 3,54 km de canais por km² na bacia do rio Burundanga. Estes elevados índices revelam a intensa dissecação do relevo das bacias, um verdadeiro labirinto de pequenos vales relativos aos canais de 1ª ordem, onde o conjunto de interflúvios forma uma paisagem típica de “mar de morros”⁵. Na bacia do rio Jeribucassu, dos 342 cursos d'água que compõem a rede hidrográfica, 276 (80,70%)

⁵ Segundo GUERRA e GUERRA (1997), a denominação “mar de morros” foi criada pelo geógrafo francês Pierre Deffontaines para designar um conjunto nivelado de elevações dissecadas em formas arredondadas.

são canais de 1ª ordem, enquanto que na bacia do Burundanga, 77 (77,78%) dos 99 cursos d'água são de 1ª ordem. O atual clima superúmido de Itacaré intensifica o entalhamento dos vales e a dissecação das encostas das elevações predominantemente cristalinas da área de estudo.

A diferença dos índices de densidade de drenagem encontrada entre as duas bacias, vizinhas e submetidas ao mesmo regime de chuvas, parece estar associada a alguns condicionantes geológicos e geomorfológicos. A bacia do rio Burundanga, que apresenta um menor índice de densidade de drenagem, possui uma parte significativa de sua superfície recoberta por sedimentos arenosos (Formação Barreiras?). Estes recobrimentos proporcionam formas planas ao topo de alguns dos interflúvios, onde a baixa declividade aliada à permeabilidade das formações arenosas favorece a infiltração das águas precipitadas. Na localidade do Campo Cheiroso, junto à comunidade da Camboinha no sul da área de estudo, onde estes recobrimentos sedimentares têm maior expressão espacial, o escoamento superficial por vezes é difuso, inclusive dificultando a fotointerpretação hidrográfica.

3.1.4 Forma das bacias

As condições estruturais parecem refletir também na forma das bacias, visto que os divisores de água que as estabelecem seguem, grosso modo, as mesmas orientações dominantes do embasamento (NE-SW ou NW-SE). As formas das bacias estudadas, estabelecidas pela posição dos divisores de águas, aproximam-se muito mais do aspecto retangular do que do circular, base de comparação da forma de uma bacia hidrográfica. Os índices de circularidade indicam que as formas das bacias pouco se assemelham a de um círculo.

A bacia do rio Jeribucassu tem uma forma retangular, quase quadrada, apresentando um índice de circularidade de 0,52, estando portanto bastante afastada da forma circular absoluta correspondente ao valor 1,0. A bacia do Burundanga também apresenta forma retangular, só que muito mais alongada que

a forma da bacia do rio Jeribucassu, aspecto indicado por seu índice de circularidade que é de apenas 0,31. As pequeninas bacias costeiras adjacentes também apresentam formas semelhantes à de um retângulo, com índices de circularidade que variam entre 0,41 e 0,69.

Quadro 01: Características morfométricas das bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga

Características	Bacia do Jeribucassu	Bacia do Burundanga
Área da bacia (km ²)	29,70	6,53
Quantidade de canais fluviais	342	99
Extensão da rede hidrográfica (metros)	130.088,50	23.155,42
Perímetro da bacia (metros)	26.596,04	16.178,95
Índice de circularidade	0,52	0,31
Hierarquia fluvial (ordem)	5 ^a	4 ^a
Quantidade de afluentes diretos	80	53
Extensão do rio principal (metros)	17.959,10	8.635,97
Densidade hidrográfica (quantidade de canais por km ²)	11,51	15,16
Padrão de drenagem	(Sub)paralelo-dendrítico	(Sub)paralelo-dendrítico
Quantidade e % de canais de 1 ^a ordem	276 (80,70%)	77 (77,78%)
Quantidade e % de canais de 2 ^a ordem	53 (15,50%)	19 (19,19%)
Quantidade e % de canais de 3 ^a ordem	09 (2,63%)	02 (2,02%)
Quantidade e % de canais de 4 ^a ordem	03 (0,88%)	01 (1,01%)
Quantidade e % de canais de 5 ^a ordem	01 (0,29%)	-
Densidade de drenagem (metros de canais por km ²)	4.388,95	3.546,00

Quadro 02: Características morfométricas das bacias costeiras adjacentes

Características	1	2	3	4	5	6	7	8
Superfície da bacia (km ²)	0,097	0,147	0,007	0,102	0,060	0,094	0,108	0,045
Quantidade de canais fluviais	1	2	-	-	1	2	3	1
Extensão da rede hidrográfica (metros)	143,22	532,41	-	-	427,32	479,26	599,45	162,77
Perímetro (metros)	1.440,05	1.760,84	491,94	1.609,92	1.109,60	1.474,18	1.602,58	909,94
Índice de circularidade	0,59	0,59	0,41	0,49	0,61	0,54	0,53	0,69
Hierarquia fluvial (ordem)	1 ^a	2 ^a	0	0	1 ^a	2 ^a	2 ^a	1 ^a
Quantidade de afluentes diretos	-	1	-	-	-	1	2	-
Extensão do rio principal (metros)	143,22	342,19	-	-	427,32	418,67	505,46	162,77

Mapa 04: *Mapa da rede hidrográfica das bacias dos rios Jeribucassu, Burundanga e costeiros adjacentes, Itacaré, Bahia*

4. GEOLOGIA

As observações de campo permitiram identificar características litológicas e estruturais da superfície correspondente as bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga. O embasamento das bacias apresenta o domínio de um complexo metamórfico que sustenta maciços de morros e outeiros. Depósitos sedimentares estão distribuídos por sobre as rochas metamórficas, sendo que os mais antigos (terciários? Formação Barreiras?) dão forma a alguns topos de outeiros, enquanto que os depósitos mais recentes (quaternários) ocorrem na orla marítima e no fundo das planícies atuais (mapa 05, página 99).

A litologia das rochas metamórficas e das coberturas e depósitos sedimentares das bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga têm, neste capítulo, suas características apresentadas, com base na bibliografia geológica do sul da Bahia, nas pesquisas de campo e nas análises microscópicas de lâminas delgadas de rochas. Com as análises microscópicas pode-se classificar as amostras e reconhecer, quando possível, sua origem pré-metamórfica, adquirindo assim subsídios para uma interpretação litológica mais segura do relevo das bacias.

As orientações dos fraturamentos e dos planos de xistosidade e milonitização recorrentes nos afloramentos rochosos, além de aqui descritas, aparecem no mapa geológico devidamente direcionadas no local onde foram medidas. Lineamentos perceptíveis nas fotografias aéreas e imagens de satélite também foram consideradas por sua evidente associação com aspectos do relevo, como na linha de costa, na hidrografia ou na forma alongada de alguns interflúvios.

4.1 Litologia

Praticamente todo o embasamento geológico das bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga é constituído por rochas pré-cambrianas que sofreram intensos metamorfismos provocados por processos tectônicos recorrentes. As rochas que compõem a área de estudo apresentam-se sob a

forma de um complexo metamórfico de difícil identificação da rocha pré-metamórfica original.

Sobre o embasamento metamórfico ocorrem, de maneira localizada, coberturas sedimentares nos topos e terços superiores das encostas de alguns outeiros da área de estudo, nivelados topograficamente a cerca de 100 metros de altitude. Estes recobrimentos sedimentares são arenosos, areno-argilosos, mal selecionados e dispostos em camadas de cores variegadas, sendo estas características muito correlacionáveis aquelas dos depósitos terciários da Formação Barreiras.

Os depósitos superficiais quaternários, atuais ou recentes, que ocorrem nas bacias estudadas foram mapeados em função de sua localização, agente ou material formador, como depósitos aluviais, flúvio-marinhos, praias e eólicos. Foram mapeados também depósitos marinhos praias de blocos em terraço, paleopavimentos que estão posicionados 1,0-1,5 metros acima dos depósitos atuais, testemunhando variações do nível do mar.

4.1.1 Complexo Metamórfico

O município de Itacaré encontra-se sobre o “Cráton do São Francisco”, um extenso núcleo cratônico estabilizado ao fim do ciclo Transamazônico, circundado por faixas de dobramento proterozóicas (PIRES, 1998). Pela compartimentação tectônica de parte do Cráton do São Francisco apresentada por PEREIRA *et al* (1976) *apud* ARCANJO (1997), o município de Itacaré situa-se no “Cinturão Costeiro Atlântico” (figura 06, página 62).

Segundo ARCANJO (*op. cit.*), a denominação “Cinturão Móvel Costeiro Atlântico” foi introduzida por MASCARENHAS *et. al.* (1976) para as rochas granulíticas da porção oriental do estado da Bahia, conhecida também como “região granulítica” (BARBOSA, 1989). O Cinturão Móvel Costeiro Atlântico estende-se, na Bahia, por uma faixa localizada entre a bacia do rio Pardo ao sul até Salvador ao norte, onde se bifurca em um ramo noroeste até proximidades do rio São Francisco, e outro ramo nordeste até o estado de Sergipe.

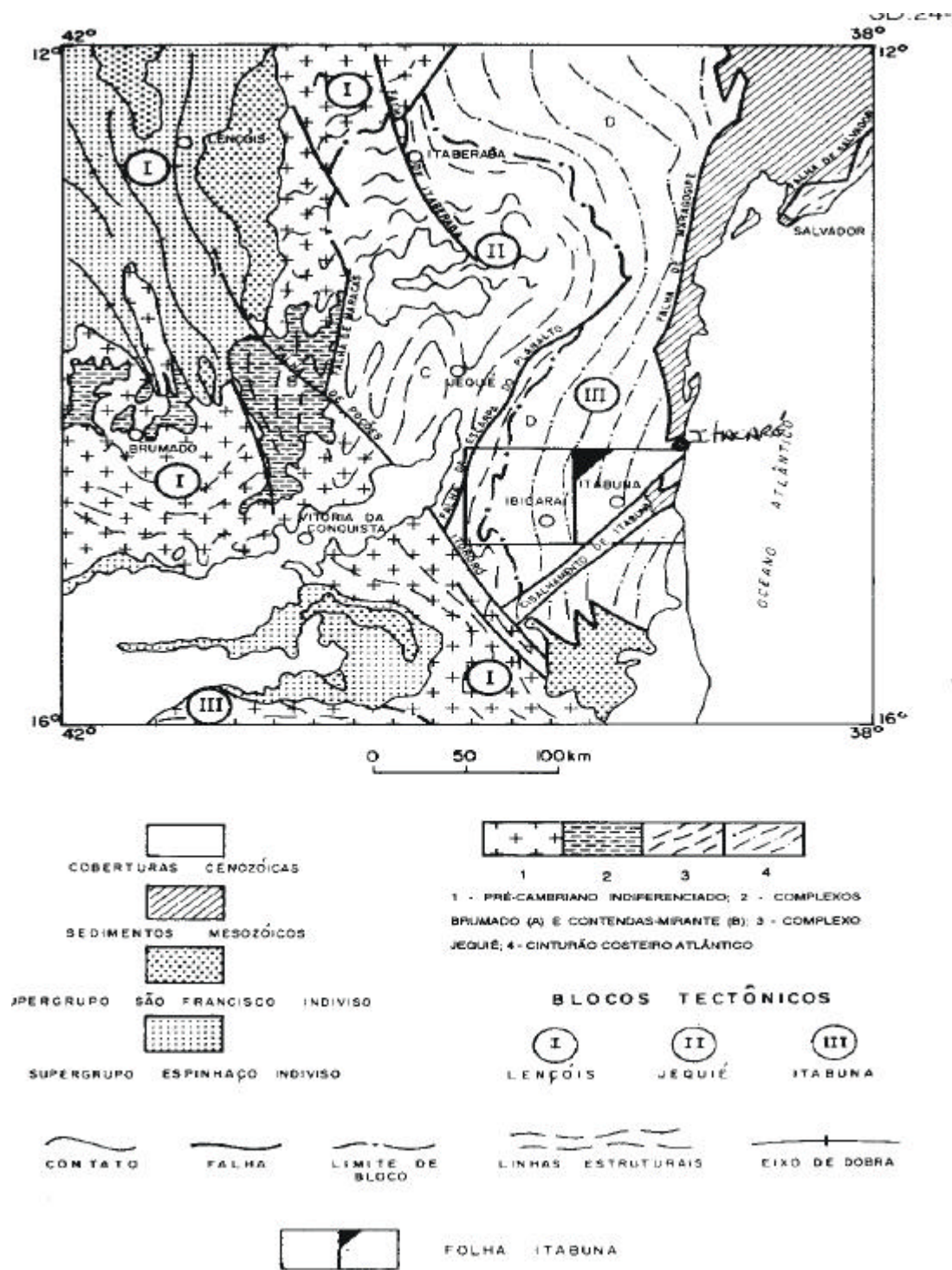


Figura 06: Compartimentação tectônica de parte do Cráton do São Francisco

Fonte: PEREIRA et. al. (1976) apud ARCANJO (1997).

No sul da Bahia, a região granulítica apresenta de oeste para leste domínios geológicos distintos segundo a tectônica, petrologia e ao quimismo das rochas existentes, denominados Jequiê-Mutuípe, de Ipiaú e da Costa

Atlântica (BARBOSA, 1989). Pelo esboço geológico da região granulítica do sul da Bahia apresentado pelo autor, o sítio de Itacaré encontra-se no “*Domínio da Costa Atlântica*”, que de acordo com a legenda do esboço reúne, na porção referente ao município, rochas de uma série toleítica granulitizada (figura 07, abaixo).

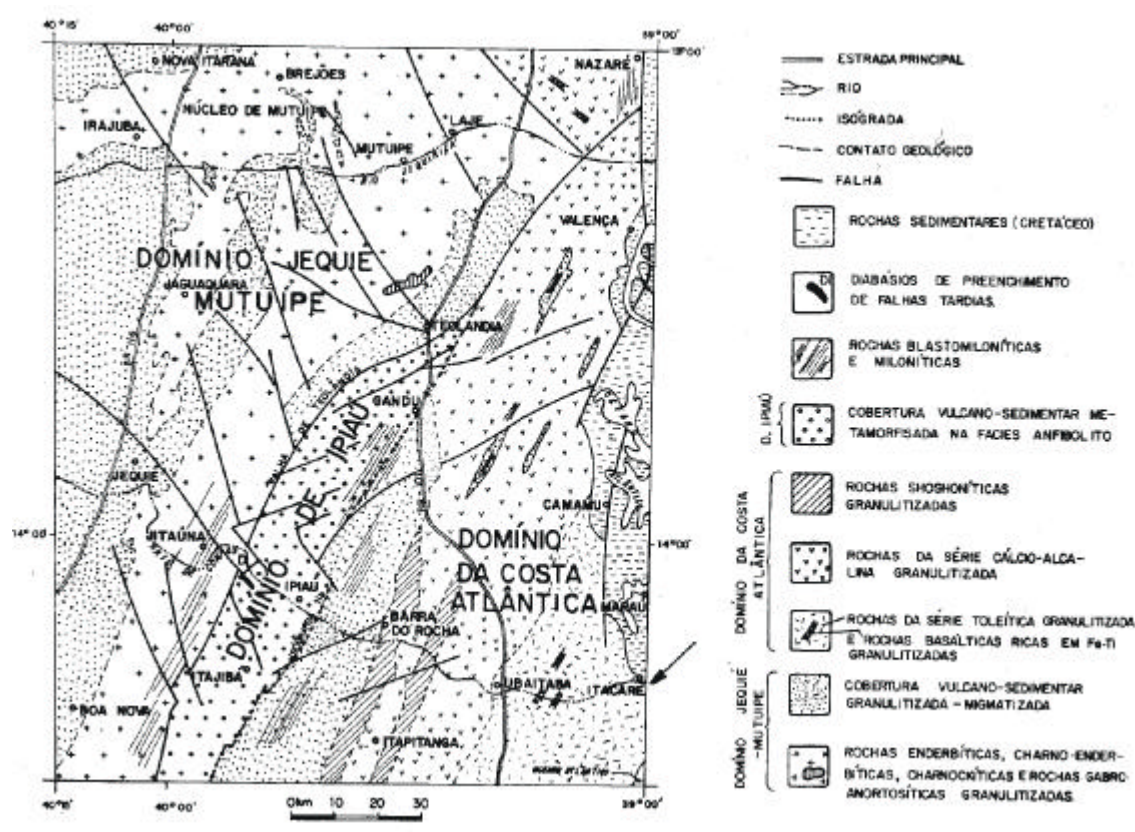


Figura 07: Esboço geológico da região granulítica do sul da Bahia

Fonte: BARBOSA (op. cit.).

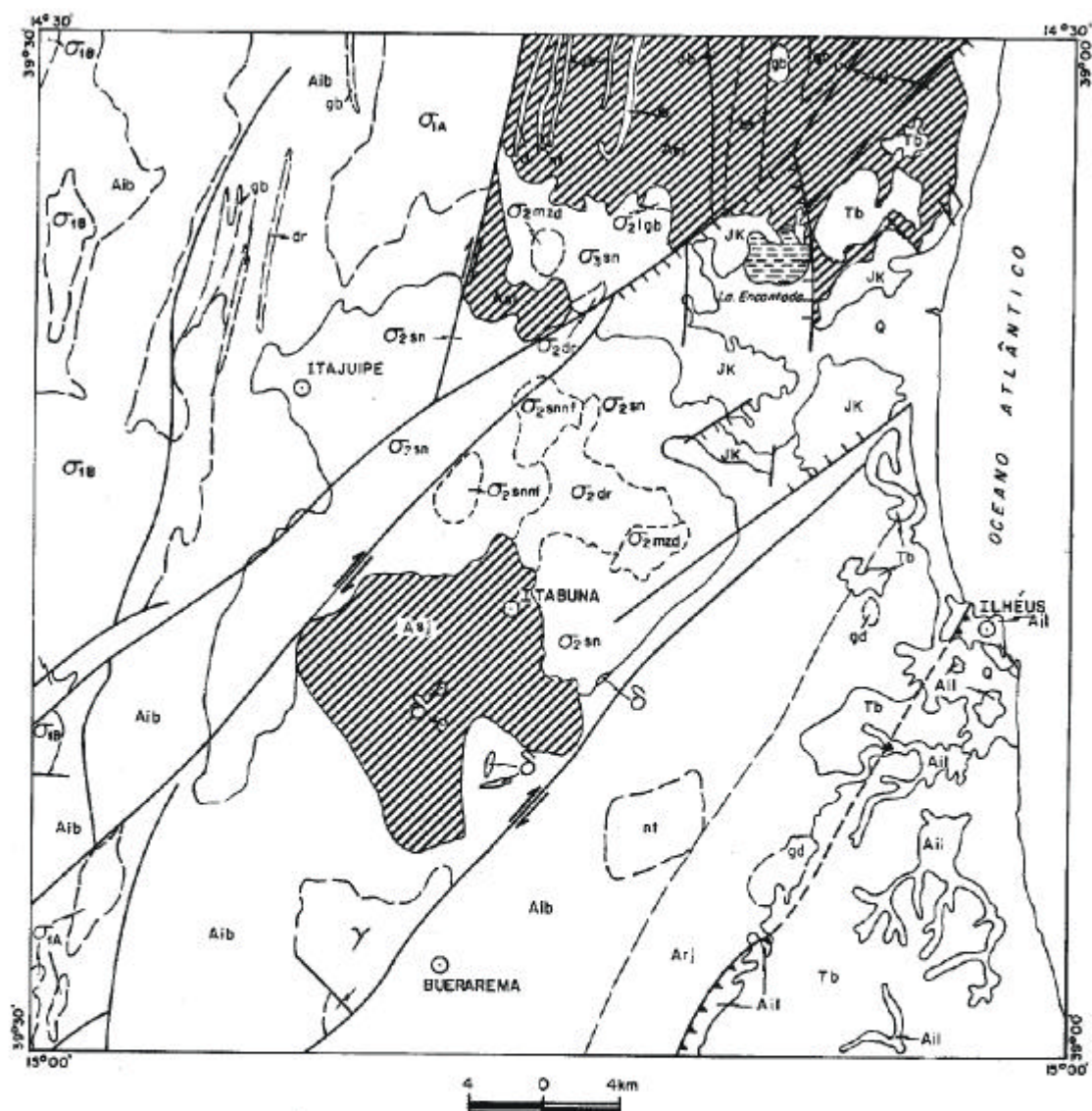
Segundo BARBOSA (1988), no Domínio da Costa Atlântica predominam litologias semelhantes às de arco de ilhas recentes ou de margem continental ativa, como as da série toleítica do setor onde se encontra Itacaré que é constituída por basaltos, andesitos basálticos e riolitos, todos equilibrados na fácies granulito. BARBOSA (op. cit.) afirma que em metabasaltos e metandesitos desta série, observa-se a presença de hiperstênio, clinopiroxênio, plagioclásio e granada, sendo rara a ocorrência de quartzo e hornblenda.

ARCANJO (1997) caracteriza a extensão sul do Domínio da Costa Atlântica pela ocorrência de rochas granulíticas arqueano eo-proterozóicas,

classificando-as como do “*Domínio Coaraci-Itabuna*” no mapeamento geológico em escala 1: 100.000 da Folha SD.24-Y-B-VI Itabuna realizado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). A folha topográfica Itabuna articula-se ao norte com a folha Ubaitaba, onde estão localizadas as bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga, em posição muito aproximada da articulação das folhas. A folha Itabuna apresenta como limites os meridianos 39°00’W e 39°30’W e os paralelos 14°30’S e 15°00’S. As bacias aqui estudadas localizam-se entre os meridianos 39°00’W e 39°05’W e os paralelos 14°18’S e 14°24’S, estando, portanto na mesma faixa meridiana, mas cerca de 6° mais ao norte, ou seja, fora do mapeamento realizado pela CPRM.

No mapa geológico apresentado pela CPRM observa-se que a unidade litológica “*Complexo São José*”, do Domínio Coaraci-Itabuna, distribui-se geograficamente na folha Itabuna em duas áreas: uma no centro-sul, outra no nordeste da folha (figura 08, página 65). A localização das rochas do Complexo São José, no nordeste da folha Itabuna, sugerem uma continuidade deste grupo de rochas para o norte, justamente onde estão localizadas as bacias aqui estudadas, junto à costa sul de Itacaré.

Segundo VeS ENGENHEIROS CONSULTORES (1996A), empresa que realizou o diagnóstico e o plano de manejo da APA da Costa de Itacaré-Serra Grande, o embasamento que aflora na costa sul de Itacaré é constituído por rochas pertencentes ao Complexo São José. Conforme MELO e SOUZA (1997), o Complexo São José é representado por “*conjunto de rochas essencialmente ígneas, granulitizadas, com expressivo bandeamento, abrangendo metatonalitos, metadioritos, metagabros e grande incidência de corpos individualizados de metagabronoritos, metadioritos, metanoritos, metabasaltos e gnaisses quartzo-feldspáticos*” (p.42). A expressão “rocha granulítica” ou o adjetivo “granulítico” significa que as assembléias mineralógicas são de fácies granulito e contém hiperstênio como mineral diagnóstico (LIMA *et. al.*, 1981).



Q - Quaternário; Tb - Formação Barreiras; JK - Bacia Sedimentar do Rio Almada S - Rochas Básicas Intrusivas; σ_2 sn - Suíte Intrusiva Itabuna (σ_2 dr, σ_2 snnf, σ_2 lgb); σ_{1A} - Suíte Intrusiva Rio Paraíso; σ_{1B} - Suíte Intrusiva Água Sumida; Y - Granitóides Tipo São Geraldo; Asj - Complexo São José (gb, dr, nt, bs); Ail - Complexo Ilhéus; Aib - Complexo Ibicaí-Buerarema (gb, dr, nt; Arj - Unidade Rio Japu, gd).

Contatos definido, aproximado e transicional

Cidade

Falha e ou fratura indiscriminada, transcorrente, normal e zona de cisalhamento contraccional, parte encoberta.

Lagoa

Figura 08: Distribuição geográfica e relações de contato do Complexo São José na Folha Itabuna.

Fonte: MELO e SOUZA (1997).

A definição da gênese metamórfica das rochas do Complexo São José está representada por plagioclásio, ortopiroxênio e clinopiroxênio, diagnósticos da fácies granulito e que muitas vezes são transformados através de retrometamorfismo, gerando uma associação de minerais neoformados (MELO e SOUZA, 1997) (figura 09, abaixo).

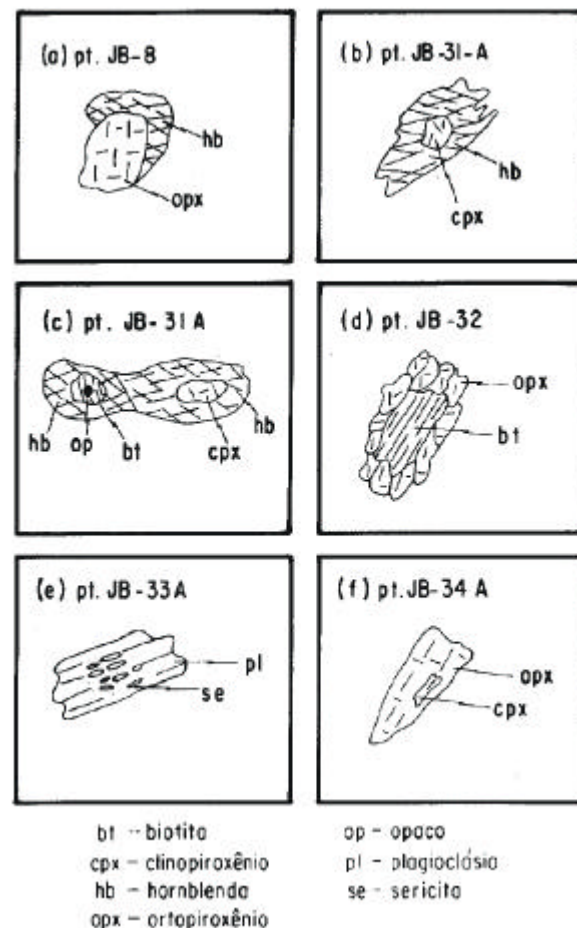


Figura 09: Evidências de retrometamorfismo através das transformações mineralógicas mais frequentes do Complexo São José: (a) auréola de substituição do ortopiroxênio por hornblenda; (b) transformação de clinopiroxênio em hornblenda; (c) hornblenda e biotita sendo geradas a partir do clinopiroxênio; (d) mosaico de ortopiroxênio envolvendo a biotita; (e) processo de sericitização do plagioclásio; (e) lamela de clinopiroxênio surgindo no seio do ortopiroxênio.

Fonte: MELO e SOUZA (1997).

Nas bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga, bem como ao largo de toda costa sul de Itacaré, rochas metamórficas afloram no leito dos rios e riachos, nos terços inferiores das encostas, nos costões rochosos e em cortes de estrada. Os afloramentos compõem-se de rochas com predominância de cores cinza claro, escuro ou esverdeado, estrutura bandada e textura foliada na orientação geral N-NE que, por vezes, são cortadas (ou cortam?) corpos máficos de diferentes tamanhos (fotografia 01, abaixo).



Fotografia 01: Possível metabasalto encaixado nas rochas do Complexo Metamórfico. Costão direito da praia da Engenhoca, Itacaré. Ponto de observação 102. Fotografia: Paulo Fernando Meliani, julho de 2001.

A análise microscópica de lâminas delgadas permitiu descrever as características estruturais, texturais e mineralógicas de amostras de rochas e classificar alguns litótipos da área de estudo. As rochas analisadas microscopicamente foram classificadas como granulitos de natureza félsica, máfica e ultramáfica, bem como milonitos de natureza félsica (fotografia 02, abaixo).

A caracterização dos granulitos foi estabelecida pela ocorrência de minerais formados por meio de metamorfismo de fácies granulito, como clinopiroxênio e ortopiroxênio (hiperstênio). Os milonitos foram definidos pela ocorrência de bandas de minerais félsicos cominuídos por catáclase, alternadas por injeções de quartzo em planos de foliação milonítica. Por meio da análise microscópica de lâminas delgadas, veios de quartzo foram também observados cortando granulitos graníticos, provavelmente injetados posteriormente ao metamorfismo granulítico.



Fotografia 02: Em primeiro plano, pegmatito milonitizado (de cor mais clara) associado a milonitos félsicos e granulitos ultramáficos. Costão esquerdo da praia do Havaizinho. Ponto de observação 99. Fotografia: Paulo Fernando Meliani, julho de 2002.

4.1.2 Coberturas sedimentares (Formação Barreiras? ⁶)

Três tipos de formações superficiais identificadas em campo foram, depois de analisadas, mapeadas como coberturas sedimentares em virtude da forte correlação que apresentam com os sedimentos terciários da conhecida “Formação Barreiras”. Claramente observadas nos cortes da rodovia BA-001, quando esta corta a superfície das bacias estudadas, estas formações de origem sedimentar também foram identificadas em minas de extração de areia (“areiais”) e por meio de sondagem com trado.

Em alguns cortes da rodovia BA-001 são nítidas as camadas de sedimentos mal selecionados e de cores variadas, como os que caracterizam a Formação Barreiras. No topo de alguns interflúvios das bacias ocorrem formações superficiais de origem sedimentar, como as formações areno-cascalhentas com horizonte B podzol e as formações arenosas com horizonte B latossólico, identificadas em campo.

Segundo o mapa geológico da APA da Costa de Itacaré-Serra Grande apresentado por VeS ENGENHEIROS CONSULTORES (1997A), uma parte da superfície das bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga apresenta material detrítico continental, pouco ou não consolidado, referente ao “Grupo Barreiras”. Segundo o relatório da empresa, *“este Grupo (Barreiras) é composto por uma seqüência de sedimentos terrígenos de cores variegadas, variando entre argilas, areias e cascalhos, fracamente consolidados, com estratificação irregular e em geral afossilífero” (p.55).*

A Formação Barreiras originou-se da expressão *“formação das barreiras”*, usada comumente para designar os sedimentos esculpidos em *“mesas”* ou *“tabuleiros”* que ocorrem na costa nordestina do Brasil (LIMA *et. al.*, 1981). Segundo PETRI e FÚLFARO (1983), o termo Barreiras tem sido aplicado com

⁶ Para INDA e BARBOSA (1978), o termo “Barreiras” surgiu e se firmou por sua conotação morfológica, sendo aplicado indiferentemente do litoral do Pará ao Rio de Janeiro, apesar de em alguns estados, como Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte, designar um grupo de formações. Optou-se, nessa dissertação, a denominação “Formação Barreiras” e não “Grupo Barreiras”, indo ao encontro do que é proposto por MELO e SOUZA (1997) no levantamento geológico da folha Itabuna realizado pela CPRM, que é, entre os estudos geológicos do sul da Bahia pesquisados, o mais recente e detalhado.

acepção vaga para indicar clásticos afossilíferos de cores vivas, em geral friáveis, que ocorrem ao longo da costa brasileira desde o Rio de Janeiro até o Pará. Segundo estes autores, a Formação Barreiras corresponde a arenitos, siltitos, argilitos e conglomerados freqüentemente lenticulares, associados a falésias na costa e a bancos nas margens dos rios costeiros.

As camadas sedimentares observadas em alguns cortes da rodovia BA-001, em Itacaré, apresentam características correlacionáveis as da Formação Barreiras, como no ponto de observação 103 localizado próximo à entrada para a praia do Havaizinho (fotografias 03 e 04, abaixo). Neste ponto, observa-se, abaixo de um horizonte B latossólico, estrutura formada pela sobreposição de camadas sedimentares, violáceas e brancas, constituídas por material detrítico inconsolidado com linhas de pedra distribuídas por toda a série de camadas.



Fotografias 03 e 04: Perfil da cobertura sedimentar (Formação Barreiras?) do ponto de observação 103. Fotografias: Paulo Fernando Meliani, julho de 2002.

Ao recobrirem o embasamento metamórfico, estes sedimentos configuram formas aplainadas de relevo, estabelecendo, onde há maior distribuição sedimentar, formas tabulares ao topo de outeiros, como no nordeste e no sul da bacia do Jeribucassu e por todo o oeste e sul da bacia do Burundanga. Esta configuração tabular, que as coberturas sedimentares estabelecem ao relevo destas áreas, é semelhante a dos abundantes tabuleiros da costa nordestina brasileira, formas de relevo reconhecidamente sustentadas pela Formação Barreiras.

Em outro corte da estrada, onde a rodovia BA-001 se assenta sobre o divisor de águas entre as bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga (ponto de observação 112), os registros de campo são detalhados quanto às características de cor, granulometria e profundidade das estruturas sedimentares ali perfiladas, sugerindo forte correlação com a Formação Barreiras (fotografias 05 e 06, abaixo; quadro 03, página 72).



Fotografias 05 e 06: Perfil da cobertura sedimentar (Formação Barreiras?) do ponto de observação 112. Fotografias: Paulo Fernando Meliani, julho de 2001.

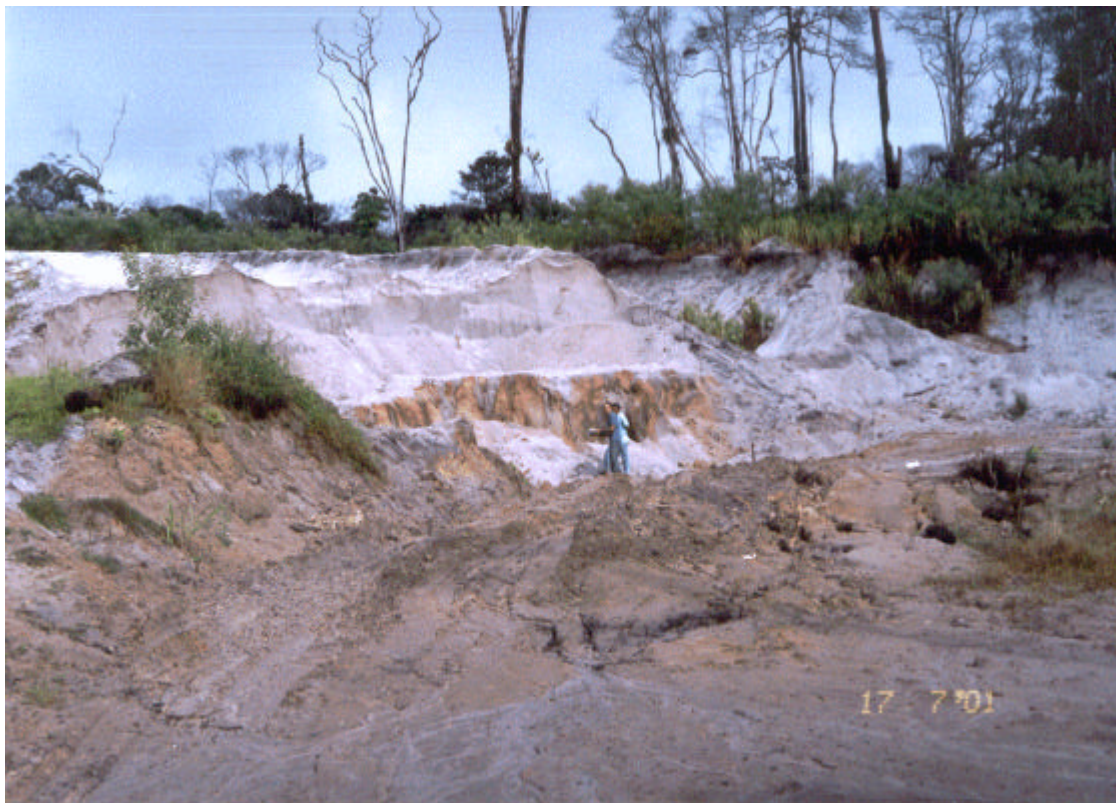
Profundidade	Cor	Granulometria	Observações
0 – 150 cm	7,5 YR 5/8 (bruno forte)	Argilo-arenosa com cascalho	Material pedogeneizado com linha de pedras na profundidade de 120cm
150 – 230 cm	5 YR 6/2 (cinza-rosado)	Muito argilosa	Apresentam localizadamente manchas cinzas de hidromorfia. Material de transição com a camada inferior ligeiramente mais “roxo”.
230 – 300 cm	10 YR 5/2 (bruno- acinzentado)	Média (franco- argilo-arenosa)	Camada progressivamente mais roxa. Apresenta manchas bruno acinzentadas muito escura (10 YR 3/2) e manchas cinza de hidromorfia. Textura progressivamente mais arenosa.
330 – 350 cm	Cores variegadas	Arenosa (areia franca) com cascalho	Camadas subparalelas claras e escuras alternadas. Camadas vermelhas com manchas brancas e seixos de quartzo rolado. Lentes brancas compostas de areia mais grossa de grãos angulares. Na foto corresponde à enxada.
350- 400 cm	“lie-de-vin”	Média (franco- argilo-arenosa)	Pacote arenoso de cor “vinho”
400 – 500 cm	10 YR 8/8 (amarelo)	Média (franco- argilo-arenosa)	Progressivamente o material de cor amarela vai se tornando mais claro e com manchas brancas. Sob condições de chuva, o terreno tornou-se saturado, impossibilitando a continuação da tráfegem.

Quadro 03: Descrição do perfil da cobertura sedimentar (Formação Barreiras?) do ponto de observação 112.

No sul da bacia do rio Jeribucassu, notadamente no divisor de águas com a bacia do rio Burundanga, bem como no oeste e sul desta última, foram identificadas profundas formações superficiais areno-cascalhentas recobrimdo o embasamento metamórfico, como no ponto de observação 05 (fotografia 07, página 73). Os interflúvios que apresentam estas formações constituem superfícies divisoras de água, platôs que separam os vales do setor, inclusive entre as bacias do Jeribucassu e a do Burundanga.

Nestes platôs, as formações superficiais desenvolvem solos podzóis de espesso horizonte eluvial arenoso, com grãos de quartzo pronunciados, além da recorrente presença de seixos rolados com 8 a 10 centímetros de comprimento em média. Estas formações arenosas podem ultrapassar os 7,0 metros de profundidade e estão posicionadas sobre uma camada iluvial argilosa, onde por

vezes ocorrem linhas de seixos. Na base destas formações ocorre saturação por água (hidromorfia), provavelmente associada à impermeabilidade da camada argilosa ou mesmo do embasamento cristalino subjacente.



Fotografia 07: Formação superficial areno-cascalhenta com podzol. Ponto de observação 05. Fotografia: Joël Pellerin, julho de 2001.

Formações superficiais arenosas bruno amareladas muito profundas, identificadas por meio de trado, são também correlacionáveis as coberturas sedimentares (Formação Barreiras?). Localizam-se, sobretudo, no divisor de águas nordeste da bacia do rio Jeribucassu, onde distribuem-se continuamente (pontos de observação 31, 32, 34, 35, 36, 37 e 117) ou de modo localizados (pontos de observação 10 e 114). De evolução pedogenética latossólica, estas formações arenosas ultrapassam a espessura de 3,0 metros e, por vezes, apresentam couraças ferruginosas consolidadas na base. Originadas pela precipitação de óxidos de ferro que cimentam grãos de quartzo, as couraças ferruginosas constituem arenitos conglomeráticos (fotografia 08, página 74).



Fotografia 08: Arenito conglomerático. Amostras de mão de couraça ferruginosa consolidada. Ponto de observação 118. Fotografia: Paulo Fernando Meliani, julho de 2001.

A superfície total dos depósitos mapeados como coberturas sedimentares perfaz 3,22 km², o que corresponde a 8,07 % da superfície das bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga. A ocorrência destas coberturas sedimentares é significativa, ainda mais se considerarmos a descontinuidade e a heterogeneidade faciológica e pedogenética das formações superficiais associadas, bem como as limitações deste mapeamento.

A Formação Barreiras é resultado do soerguimento continental com erosão remontante e sedimentação do material erodido em cones de dejeção coalescentes, desencadeadas em prováveis condições de aridez ou semi-aridez. Os depósitos grosseiros e mal selecionados da formação testemunham processos de transporte do material erodido, proveniente das áreas soerguidas, por fluxo torrencial canalizado ou em lençol, típicos de clima semi-árido com chuvas esparsas e concentradas. A deposição dos sedimentos da Formação Barreiras é caracterizada por fases de escoamento temporário que transportaram grande massa de alteritos (NUNES, RAMOS e DILLINGER, 1981).

Antes da deposição da Formação Barreiras, o clima deve ter sido quente e úmido por um período suficiente para a formação de um manto de alteração muito espesso (MARTIN *et al*, 1980). Tricart e Silva (1968) *apud* NUNES, RAMOS e DILLINGER (1981) sugerem que a evolução pedogenética, anterior a sedimentação Barreiras, tenha ocorrido sob condições de acidez e evaporação em modelados de depressões pantanosas, submetidos a um clima quente e úmido. O posterior clima mais seco rarefez a cobertura vegetal que, aliado ao simultâneo soerguimento do continente, favoreceu a erosão e a deposição do manto de alteração sob a forma de leques aluviais (MARTIN *et al*, *op. cit.*).

Apesar de considerada afossilífera pela maioria dos estudiosos, existem estudos que fazem referência ao conteúdo paleoflorístico da Formação Barreiras, atribuindo-lhe idade pliocênica com base em análises da flora composta por espécies de dicotiledôneas (MELO e SOUZA, 1997).

4.1.3 Depósitos quaternários

4.1.3.1 Depósitos aluviais

Foi possível delimitar, por meio de fotointerpretação e pesquisas de campo, depósitos aluviais ao longo do curso de alguns rios e riachos da bacia do rio Jeribucassu. Estes depósitos correspondem as atuais planícies de inundação que ocupam o fundo côncavo de vales suspensos, posicionados à montante de quedas d'água com desnível em torno de 8 a 10 metros, originadas provavelmente por falhas estruturais.

Estes depósitos aluviais distribuem-se especialmente na bacia do rio Jeribucassu, ocorrendo em seções de cursos d'água de qualquer ordem, mas apresentam maior dimensão em seções do rio principal e de um dos seus maiores afluentes, o riacho Vitorino. Originados pela acumulação de sedimentos carregados pelos rios, os aluviões mapeados são controlados por níveis de base locais que estabelecem uma diminuição da competência dos rios, possibilitando o processo de deposição detrítica em planícies de inundação.

De difícil fotointerpretação devido à exuberância da vegetação na faixa costeira sul de Itacaré em 1965, os fundos de vales côncavos, que estão

recobertos por depósitos aluviais, são geralmente estreitos e de pequena dimensão. As planícies de inundação correspondentes aos depósitos aluviais possuem área entre 6.000 e 107.000 m² e apresentam formas alongadas adjacentes ao canal fluvial. Apesar das dificuldades da fotointerpretação e das limitações da pesquisa de campo, foi representado no mapa geológico um conjunto de 11 depósitos aluviais que recobrem uma área de 352.928 m², cerca de 0,87% da superfície das bacias estudadas.

4.1.3.2 Depósitos flúvio-marinhos

No baixo curso dos rios Jeribucassu e Burundanga, na área de influência das marés junto às respectivas desembocaduras na praia do Jeribucassu e da Engenhoca, ocorrem depósitos flúvio-marinhos. Estes depósitos correspondem a uma combinação de processos deposicionais de origem fluvial e marinha, controlados pela dinâmica das marés que podem avançar por boa parte do baixo curso dos rios (fotografia 09, abaixo).



Fotografia 09: Manguezal sobre deposição flúvio-marinha (em primeiro plano) junto à desembocadura do rio Jeribucassu. Ponto de observação 126. Fotografia: Paulo Fernando Meliani, outubro de 2000.

Os depósitos de natureza flúvio-marinha possibilitam a ocorrência de espécies típicas de manguezal, adaptadas tanto às características mixoalinas das águas, quanto do substrato sedimentar salino e rico em matéria orgânica proveniente da decomposição vegetal. Os depósitos que correspondem a atual planície de marés do rio Jeribucassu compõem um estuário com cerca de 130.000 m², praticamente todo recoberto por vegetação de manguezal (fotografia 09, página 76).

Os depósitos flúvio-marinhos do baixo curso do rio Burundanga são diminutos, não delimitáveis em escala 1: 25.000. Já os depósitos desta natureza, que ocorrem no baixo curso do rio Jeribucassu, apresentam maior extensão e puderam ser delimitados nas fotografias aéreas 1: 25.000.

4.1.3.3 Depósitos praias

Os depósitos mapeados como praias são de origem marinha e correspondem as acumulações arenosas e de blocos rochosos que ocorrem nas praias denominadas Jeribucassu, Engenhoca e Havaizinho, onde desembocam os rios das bacias estudadas. Localizadas ao sul do distrito-sede de Itacaré, estas praias estão separadas por costões rochosos que apresentam plataformas de abrasão marinhas. Terraços de blocos de rocha cimentados por matriz arenosa, identificados nas praias do Jeribucassu e Havaizinho, foram também mapeados como depósitos praias.

Das praias arenosas do setor estudado, a praia do Jeribucassu é a que apresenta a maior faixa de areia, com cerca de 450 metros de extensão e largura variável entre 45 e 130 metros. A parte da praia do Jeribucassu que está inserida na área de estudo dessa dissertação soma 39.918 m², e corresponde somente a faixa de areia associada a desembocadura do rio Jeribucassu, pois o divisor de águas da bacia passa paralelamente à praia.

A praia da Engenhoca possui uma faixa de areia contínua com cerca de 380 metros de extensão por 75 metros de largura, além de outra faixa de areia menor ao sul (50 metros de extensão por 30 de largura), separada por costão

rochoso. A superfície da praia da Engenhoca corresponde a 31.618 m², enquanto que a da pequenina praia anexa soma apenas 831 m².

A praia do Havaizinho configura-se como um conjunto de três pequenas faixas arenosas separadas por costões rochosos. De norte para sul: a primeira faixa de areia possui cerca de 140 metros de extensão e 45 metros de largura (11.604 m²); a segunda faixa arenosa tem aproximadamente 85 metros de extensão com apenas 15 metros de largura (2.234 m²); enquanto que a terceira faixa de areia tem cerca de 80 metros de comprimento por 40 metros de largura (3.385 m²).

É comum em todas as praias da área de estudo, a ocorrência de depósitos superficiais de seixos e blocos rochosos por sobre as praias arenosas. A erosão marinha sobre os costões destaca blocos de rocha que, transportados e retrabalhados pelo mar, tornam-se seixos e blocos arredondados. As acumulações de blocos ocorrem no canto norte de todas as praias do setor estudado, como no canto norte da praia do Havaizinho, onde os blocos têm em média 35 centímetros em seu eixo longitudinal, mas chegam a ultrapassar 1,0 metro em alguns casos (ponto de observação 99).

Na costa sul de Itacaré, o relevo inclui formas relacionadas às variações do nível do mar ocorridas provavelmente na época do Holoceno, como a ocorrência de terraços marinhos de blocos rochosos que se encontram envolvidos por uma matriz arenosa. Foram identificados, nas praias do Jeribucassu e do Havaizinho, paleopavimentos desta natureza posicionados 1,5 metros acima do nível atual (fotografia 10, página 79). Testemunhos de um nível do mar mais elevado, estes paleopavimentos correspondem a depósitos mais antigos que os acumulados sobre as atuais praias arenosas.



Fotografia 10: Terraço marinho de blocos rochosos cimentados por matriz arenosa. Costão esquerdo da praia do Havaizinho. Ponto de observação 99. Fotografia: Paulo Fernando Meliani, julho de 2002.

4.1.3.4 Depósitos eólicos

Junto às praias do Jeribucassu e da Engenhoca, foram identificados depósitos eólicos de areias marinhas sob a forma de dunas fixas por cobertura vegetal herbáceo-arbustiva com palmeiras. Identificada em campo e por meio de fotointerpretação, a deposição eólica foi mais expressiva junto à praia do Jeribucassu, onde o campo de dunas totaliza 73.334 m², enquanto que a deposição de mesma natureza junto à praia da Engenhoca perfaz 29.948 m².

Originadas em provável nível marinho mais recuado que o atual, as dunas estão sendo atualmente erodidas pelo mar. Junto à praia do Jeribucassu os depósitos eólicos recobrem um depósito marinho de blocos em terraço, revelado pela dissecação marinha e fluvial na foz do rio Jeribucassu. A duna da praia da Engenhoca está posicionada sobre um antigo depósito fluvial e apresenta, na face leste dissecada pelo mar, uma falésia que atinge os 10 metros de altura (fotografia 11, página 80).



Fotografia 11: Depósito eólico dissecado pelo mar na praia da Engenhoca. Ponto de observação 100. Fotografia: Paulo Fernando Meliani, julho de 2002.

4.2 Petrografia

A descrição petrográfica de amostras coletadas em afloramentos localizados permite, além da classificação das rochas aflorantes, uma panorama da litologia reconhecido por meio da identificação de minerais e processos metamórficos recorrentes. Foram analisadas, em microscópio polarizador, nove lâminas delgadas com amostras de rochas do complexo metamórfico coletadas em quatro afloramentos distintos das bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga. Uma lâmina com amostra de couraça ferruginosa consolidada, formação superficial associada às coberturas sedimentares (Formação Barreiras?), foi também analisada microscopicamente.

As amostras selecionadas foram coletadas em afloramentos localizados em pontos distintos das bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga. A amostra de rocha sedimentar foi coletada em um afloramento de couraça ferruginosa consolidada, localizado no nordeste da bacia do rio Jeribucassu, junto à base de uma cabeceira de drenagem em anfiteatro (ponto de observação 118). Do Complexo Metamórfico, nove amostras de rochas de quatro afloramentos foram analisadas:

- uma amostra é de um afloramento junto à nascente do rio Jeribucassu, nas áreas mais elevadas da superfície estudada (ponto de observação 130);
- três amostras são de um afloramento no norte da bacia do Jeribucassu, junto ao trevo da Marambaia (ponto de observação 01);
- uma amostra é de um afloramento as margens do lago da antiga Usina Leão de Ouro, junto a ponte da rodovia BA-001 sobre o rio Jeribucassu (ponto de observação 04);
- quatro amostras são do afloramento rochoso do costão esquerdo da praia do Havaizinho (ponto de observação 99).

A amostra de rocha sedimentar analisada foi classificada como arenito conglomerático, com grãos de quartzo cimentados por óxido de ferro, elementos provenientes de cobertura sedimentar (Formação Barreiras?). As rochas

metamórficas analisadas microscopicamente foram classificadas como granulitos máficos e ultramáficos, granulitos félsicos e milonitos félsicos (quadro 04, abaixo).

Quadro 04: *Localização dos afloramentos e classificação petrográfica das amostras analisadas.*

Ponto de observação	Localização	Número de amostras	Rochas
01	Pedreira no trevo da Marambaia	03	Granulito félsico Granulito félsico Milonito félsico
04	Margens do lago da antiga represa da Usina Leão de Ouro	01	Granulito félsico
99	Costão esquerdo da praia do Havaizinho	04	Granulito ultramáfico Milonito félsico Milonito félsico Pegmatito milonitizado
118	Afloramento de couraça ferruginosa	01	Arenito conglomerático
130	Cabeceira do rio Jeribucassu	01	Granulito máfico

4.2.1 Granulitos máfico e ultramáfico

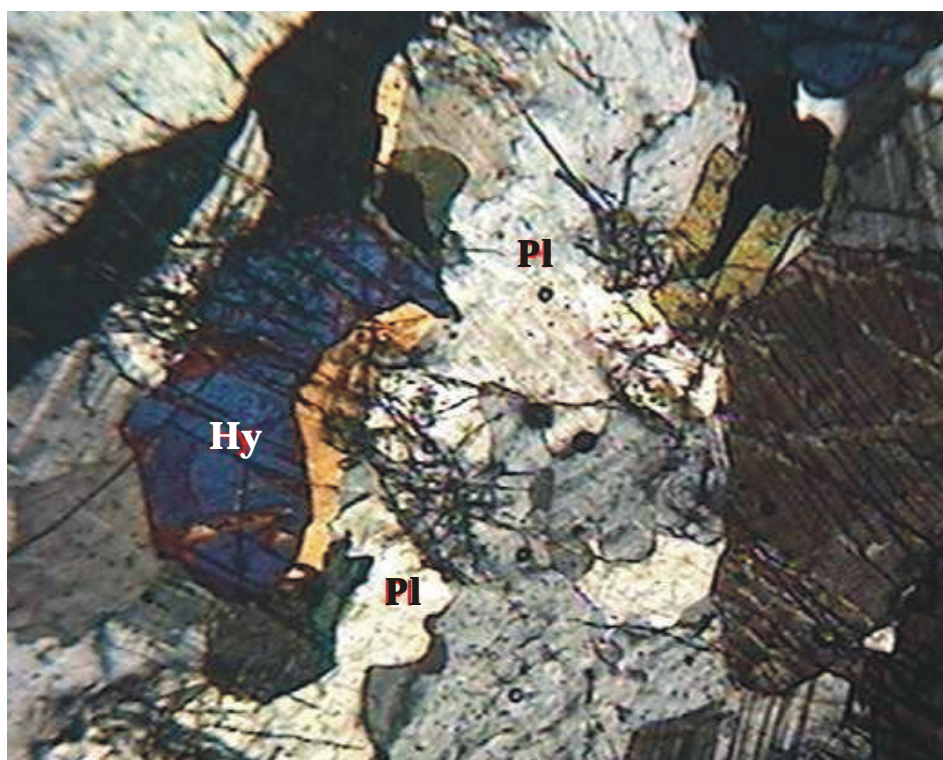
Do leito de um canal de 1ª ordem nas cabeceiras do rio Jeribucassu, junto às maiores elevações da área de estudo, foi coletada uma amostra classificada como *granulito máfico* (ponto de observação 130). A amostra de mão, que aparenta uma fácies ígnea, tem cor cinza-esverdeada escura e textura granular fina.

Em microscópio, observa-se que a textura é granoblástica, correspondente a uma trama granular dominada por plagioclásio e hiperstênio (ortopiroxênio), que exibem apenas leve orientação. Além de plagioclásio e hiperstênio, minerais opacos (magnetita) e quartzo complementam a composição mineral da amostra (fotomicrografias 01 e 02, páginas 83 e 84 respectivamente).

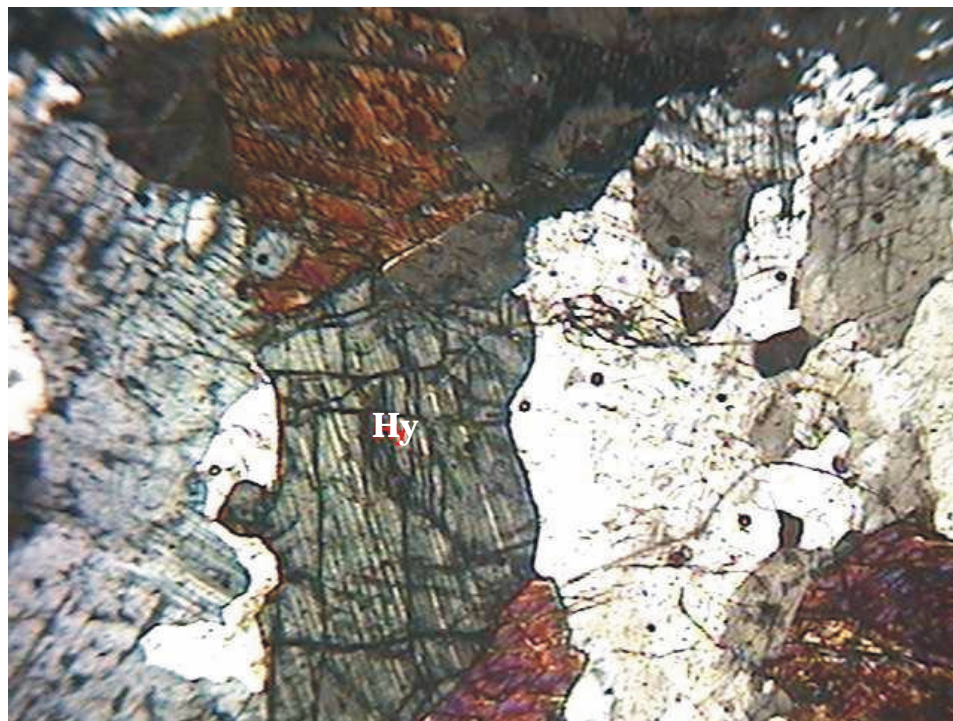
Do grupo dos ortopirôxenos, o hiperstênio é um silicato de magnésio e ferro de cor cinza, esverdeado, preto ou amarronzado, que se constitui como elemento essencial de gabros, andesitos e de outras rochas ígneas ou metamórficas (BRANCO, 1982). O hiperstênio, mineral indicador da fácies granulito, por vezes

exibe lamelas de ex-solução de clinopiroxênio, uma feição ígnea que sugere ser este granulito de natureza gabro-norítica.

O gabro é uma rocha plutônica básica composta por plagioclásio cálcio em proporção superior a 2/3 dos feldspatos, que contém geralmente piroxênio e óxidos de ferro. O norito é um membro da família dos gabros caracterizado pelo predomínio do hiperstênio (ortopiroxênio) sobre o clinopiroxênio (IBGE, 1999). Segundo MELO e SOUZA (1997), metagabro-noritos fazem parte do Complexo São José, constituindo geralmente corpos acamadados e lenticulares que variam entre 200 e 300 metros de largura por vários quilômetros de comprimento, onde formam-se, quase sempre, vales contínuos.



Fotomicrografia 01: Granulito máfico (ponto de observação 130). Textura geral da amostra: Hiperstênio (Hy) e Plagioclásio (Pl). Luz polarizada e aumento de 32x. Fotomicrografia: Edison Ramos Tomazzoli, outubro de 2002.



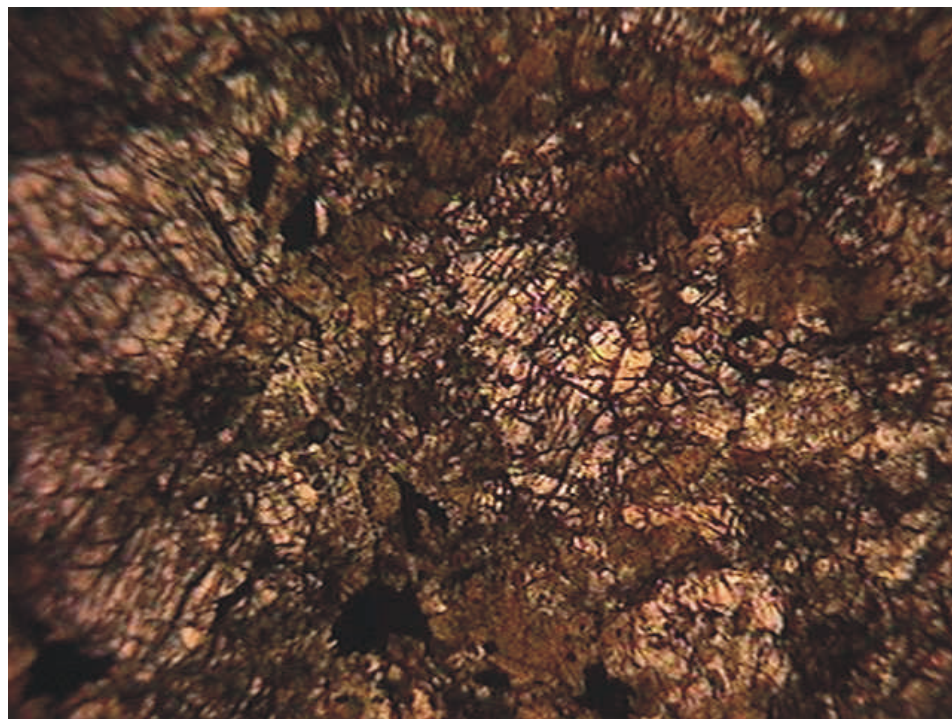
Fotomicrografia 02: Granulito máfico (ponto de observação 134). Textura geral da amostra: Hiperstênio (Hy) e Plagioclásio (Pl). Observar hiperstênio exibindo lamelas de ex-solução de clinopiroxênio. Luz polarizada e aumento de 32x. Fotomicrografia: Edison Ramos Tomazzoli, outubro de 2002.

Do costão esquerdo da praia do Havaizinho, uma zona de cisalhamento dúctil sub-vertical de orientação N-NE, foram coletadas quatro amostras de rochas do complexo metamórfico, que ali estão associadas de modo recorrente (ponto de observação 99). Uma destas amostras, classificada como granulito ultramáfico, apresenta uma fácies menos deformada que as das rochas associadas, apesar de sua estrutura maciça ser levemente foliada. Em microscópio polarizador, observa-se uma textura granoblástica média correspondente a mineralogia presente: 75% clinopiroxênio, 20% anfibólio verde, 5% minerais opacos – magnetita e biotita (fotomicrografias 03 e 04, páginas 85 e 86 respectivamente).

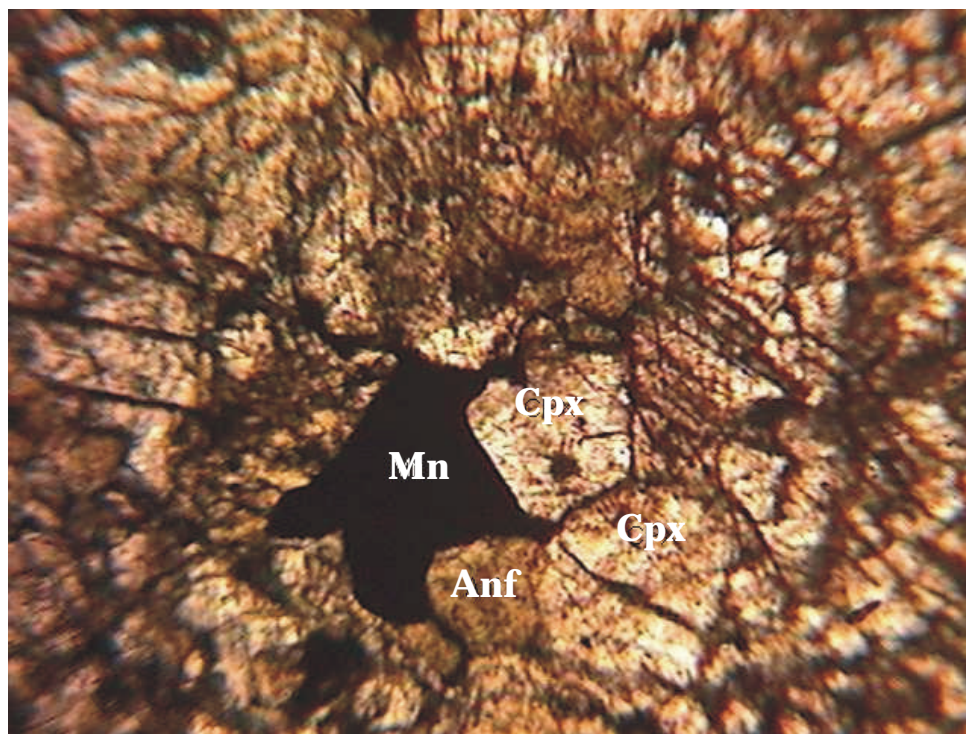
O clinopiroxênio apresenta-se em formas prismáticas curtas com tamanho médio de 1 milímetro e coloração castanha claro à incolor. O anfibólio não apresenta formas definidas, mas o grão tem tamanho médio de 1,5 milímetros,

coloração variando entre verde escuro e verde claro, e aparecem sobre o clinopiroxênio como provável produto de retrometamorfismo. Escassa, a biotita ocorre associada ao anfibólio também como provável produto de retrometamorfismo. Os minerais opacos (magnetita) apresentam tamanho médio de 0,2 milímetros e ocorrem por vezes nos interstícios entre os clinopiroxênios, outras vezes em pequenos grãos amebóides dispersos pela amostra.

A rocha pré-metamórfica corresponde, provavelmente, a um piroxenito metamorfizado na fácies granulito e que sofreu ainda um retrometamorfismo de fácies anfibolito.



Fotomicrografia 03: Granulito ultramáfico (ponto de observação 99). Textura geral da amostra. Luz natural e aumento de 32x. Fotomicrografia: Edison Ramos Tomazzoli, outubro de 2002.



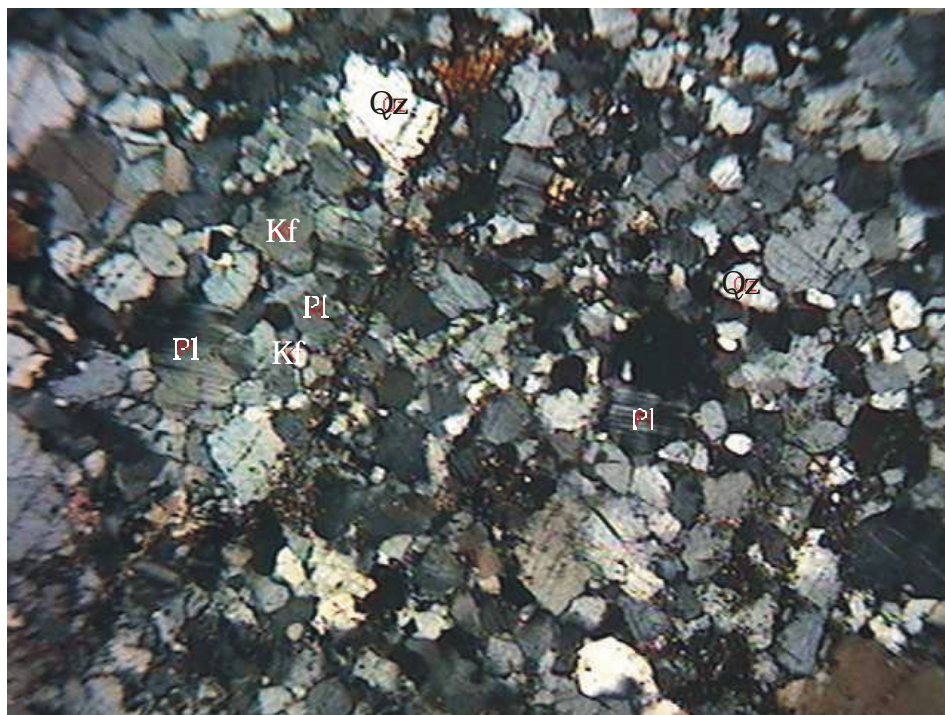
Fotomicrografia 04: Granulito ultramáfico (ponto de observação 99). Observar a magnetita (Mn) nos interstícios do clinopiroxênio (Cpx) retrometamorfizado à anfibólio (Anf). Luz natural e aumento de 100x. Fotomicrografia: Edison Ramos Tomazzoli, outubro de 2002.

4.2.2 Granulitos félsicos

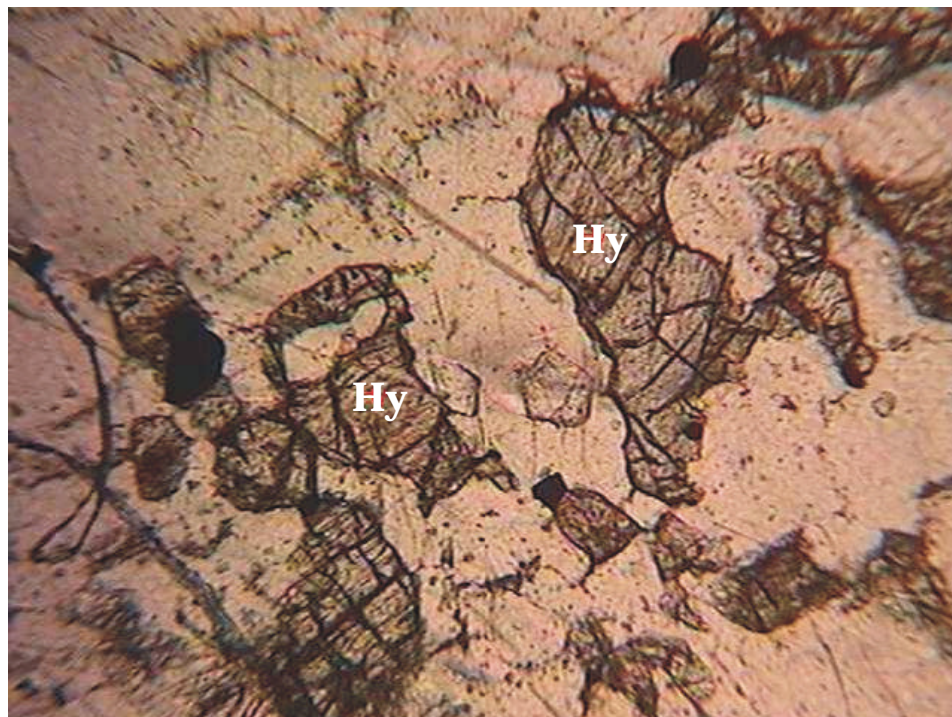
De um ponto relativamente central da área de estudo, às margens do lago da antiga represa da Usina Leão de Ouro no curso do rio Jeribucassu, foi coletada uma amostra de rocha classificada como *granulito félsico* (ponto de observação 04). A amostra de mão, de cor cinza escuro, apresenta estrutura bandada correspondente à alternância de minerais de composição predominantemente quartzo-feldspática, ora com textura fina ora grosseira.

Em microscópio, observa-se que as bandas mais finas exibem textura granoblástica relacionada à recristalização do quartzo, do ortoclásio (feldspato potássico ou k-feldspato) e do plagioclásio (feldspato sódico), sob formas facetadas com tamanho médio de 0,5 milímetros e com junções tríplexes (fotomicrografia 05, página 87).

Além de quartzo, ortoclásio e plagioclásio, a composição mineralógica apresenta ainda hiperstênio, indicador da fácies granulito, bem como minerais opacos (magnetita) em grãos médios de 0,5 milímetro. O hiperstênio se apresenta em prismas curtos, com tamanho médio de 1 milímetro, e disperso por toda a amostra em associação ao quartzo, ao feldspato e a magnetita (fotomicrografia 06, página 88).



Fotomicrografia 05: Granulito félsico (ponto de observação 04). Aspecto textural da amostra: Quartzo (Qz), Plagioclásio (Pl), K-feldspato (Kf). Luz polarizada e aumento de 32x. Fotomicrografia: Edison Ramos Tomazzoli, outubro de 2002.



Fotomicrografia 06: Granulito félsico (ponto de observação 04). Observar ocorrência do Hiperstênio (Hy). Luz natural e aumento de 100x. Fotomicrografia: Edison Ramos Tomazzoli, outubro de 2002.

De uma pequena pedreira localizada junto ao entroncamento das rodovias BA-001 e BA-654, na localidade da Marambaia, foram coletadas três amostras de rochas metamórficas relativamente distintas, considerando a textura e a cor das amostras de mão (ponto de observação 01). Duas, das três amostras coletadas, apresentam estrutura foliada caracterizada pela alternância de agregados alongados de minerais escuros e claros. Classificadas como *granulitos félsicos*, estas duas amostras diferem na coloração em virtude da maior presença de minerais claros em uma, e ao contrário, uma maior quantidade de minerais escuros na outra.

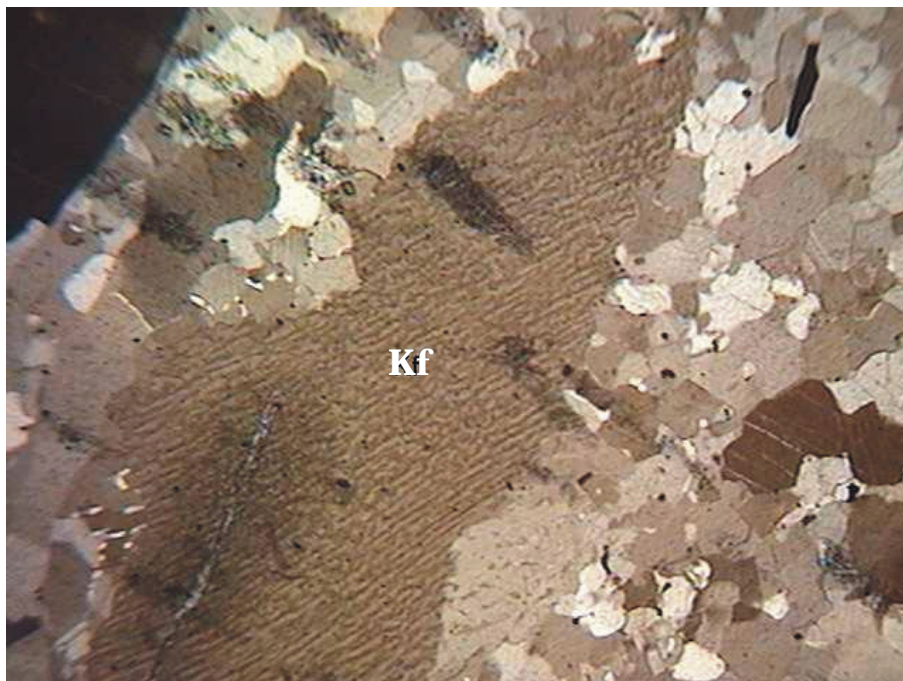
Em microscópio, observa-se a presença de veios contínuos de quartzo policristalino com largura média de 2 milímetros, cortando grãos de quartzo e

feldspato alongados e orientados na mesma direção dos veios (fotomicrografia 07, abaixo). A mineralogia das amostras constitui-se de quartzo, k-feldspato, plagioclásio, ortopiroxênio (hiperstênio) e opacos.

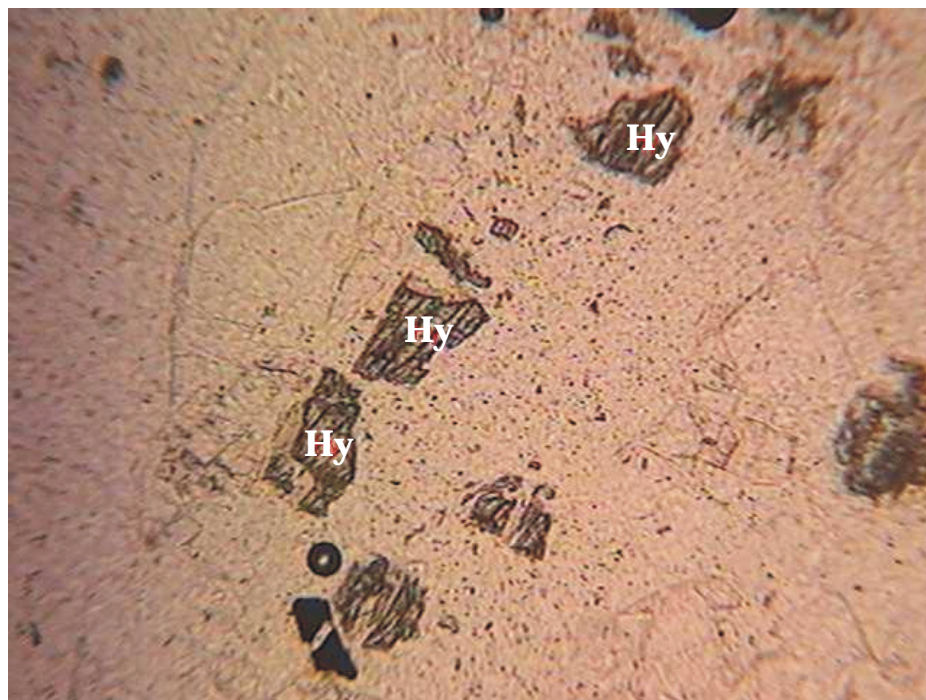


Fotomicrografia 07: Granulito granítico (ponto de observação 01, amostra cinza claro). Observar veios de quartzo (V) cortando rocha granítica a base de quartzo, k-feldspato e plagioclásio recrystalizados. Luz polarizada e aumento de 32x. Fotomicrografia: Edison Ramos Tomazzoli, outubro de 2002.

O plagioclásio ocorre em grãos facetados que, por vezes, apresentam junções tríplices com o quartzo e com o k-feldspato, resultantes de recrystalização metamórfica. Alguns grãos de k-feldspato exibem feições de intercrescimento gráfico com grãos de quartzo, sugerindo uma origem ígnea destes minerais (fotomicrografia 08, página 90). Já o hiperstênio ocorre em blastos agregados que tendem a compor bandas finas (fotomicrografia 09, página 90).



Fotomicrografia 08: Granulito félsico (ponto de observação 01, amostra cinza claro). Observar k-feldspato com textura gráfica (Kf). Luz natural e aumento de 32x. Fotomicrografia: Edison Ramos Tomazzoli, outubro de 2002.

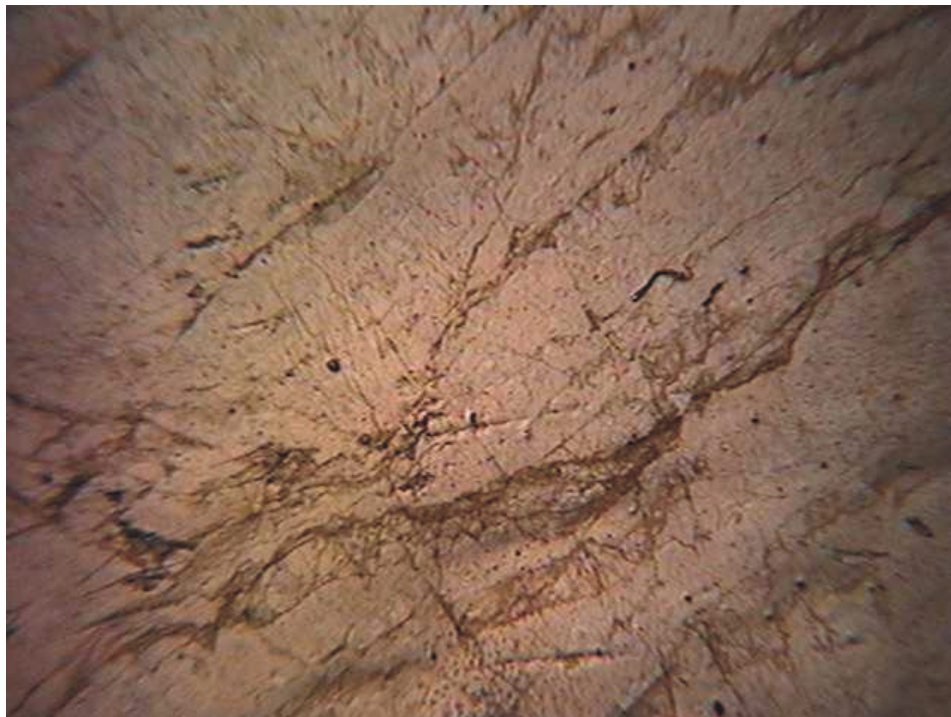


Fotomicrografia 09: Granulito félsico (ponto de observação 01, amostra cinza claro). Observar blastos de hiperstênio (Hy). Luz natural e aumento de 100x. Fotomicrografia: Edison Ramos Tomazzoli, outubro de 2002.

4.2.3 Milonitos félsicos

Uma amostra de mão coletada no afloramento do ponto de observação 01 (pedreira junto ao trevo da Marambaia), classificada como *milonito félsico*, apresenta estrutura foliada e cor cinza esverdeada. Em microscópio, observa-se que a estrutura foliada é caracterizada pela alternância de bandas claras constituídas por quartzo, com bandas escuras constituídas por quartzo e feldspato (fotomicrografia 10, abaixo).

Nas bandas claras, o quartzo apresenta-se com extinção ondulante ou em mosaico, enquanto que, nas bandas escuras, o quartzo e o feldspato apresentam-se fragmentados por catáclase, conferindo à amostra uma textura milonítica. Há presença de falhas microscópicas orientadas em pelo menos duas direções preferenciais, que, por vezes, “truncam” os minerais ou estabelecem um limite para as bandas. A rocha de natureza félsica milonitizada parece ter recebido posterior injeção de veios de quartzo nos planos de foliação milonítica.



Fotomicrografia 10: Milonito granito-gnáissico (ponto de observação 01). Textura geral da amostra. Observar foliação milonítica representada por linhas diagonais. Luz natural e aumento de 16x. Fotomicrografia: Edison Ramos Tomazzoli, outubro de 2002.

A mineralogia da amostra é constituída por quartzo, plagioclásio, k-feldspato, clorita, opacos e esfeno. O quartzo ocorre nas bandas quartzosas em microveios com tamanho médio de 2 milímetros, e nas bandas milonitizadas aparece cominuído em cristaloclastos com tamanho médio de 0,1 milímetro. Também cominuídos por catáclase, o plagioclásio e o k-feldspato ocorrem como cristaloclastos nas bandas milonitizadas da amostra, com o tamanho médio de 0,1 milímetro (fotomicrografia 11, abaixo).

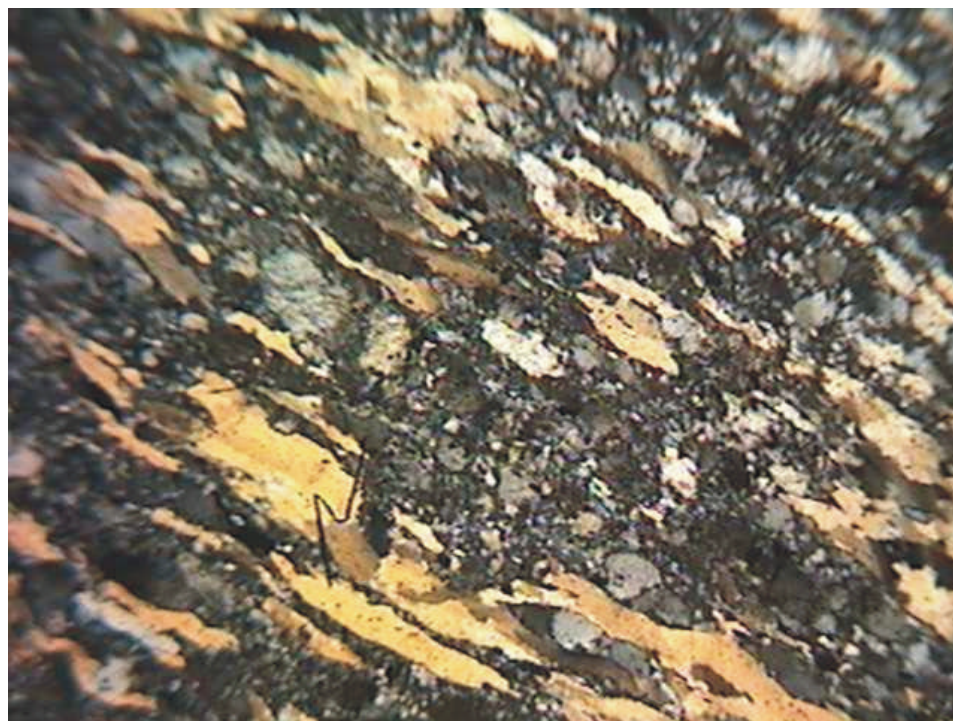
A clorita ocorre preferencialmente nas falhas microscópicas e apresentam-se orientadas seguindo os planos de milonitização. Minerais opacos aparecem dispersos uniformemente na amostra, enquanto que os poucos minerais de esfeno ocorrem relativamente bem conformados, por vezes associado a clorita, sendo ambos minerais possíveis produtos de metamorfismo.



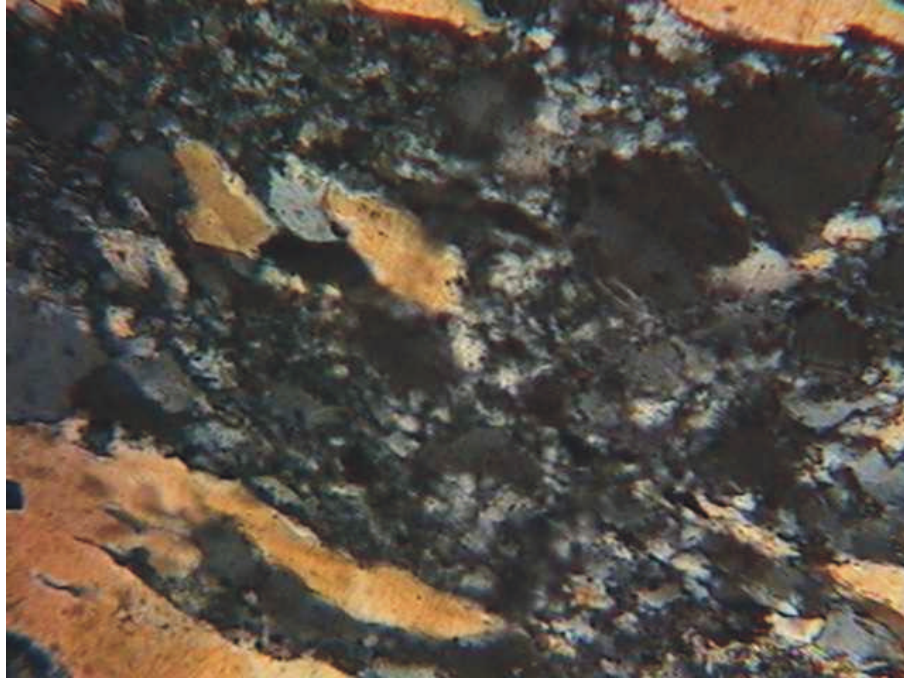
Fotomicrografia 11: Milonito félsico (ponto de observação 01). Textura geral da amostra. Observar a alternância de quartzo policristalino em veios (Bqz) e as bandas quartzo-feldspáticas milonitizadas (Bqf). Luz polarizada e aumento de 16x. Fotomicrografia: Edison Ramos Tomazzoli, outubro de 2002.

Do mesmo afloramento em que foi coletada a amostra de granulito ultramáfico (ponto de observação 99), foram coletadas duas amostras de milonitos félsicos distintas pelo teor de quartzo. As amostras de mão destes milonitos apresentam estrutura foliada, evidenciada pela alternância de bandas claras com bandas mais escuras e relativamente mais estreitas (fotomicrografia 12, abaixo).

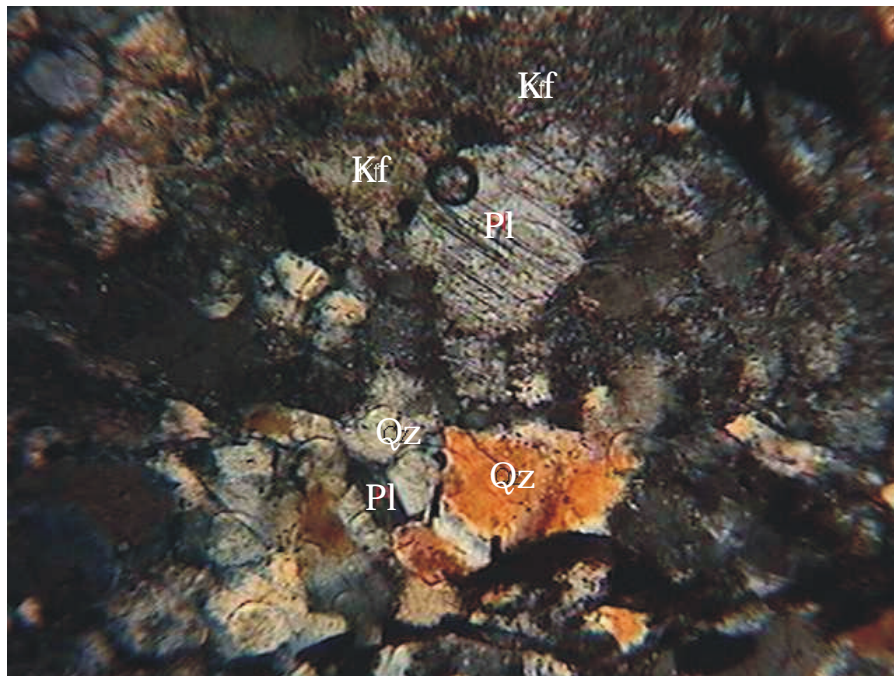
Em microscópio, observa-se que as bandas claras são constituídas por quartzo policristalino com extinção ondulante ou em mosaico. As bandas mais escuras, e pouco mais estreitas, correspondem à constituição de uma rocha félsica, que milonitizada apresenta os grãos de quartzo, plagioclásio e k-feldspato cominuídos por catáclase, com tamanho médio de 0,1 milímetro (fotomicrografias 13 e 14, página 94). Nesta banda milonítica ocorrem também minerais de sericita, originados provavelmente por recristalização metamórfica.



Fotomicrografia 12: Milonito félsico (ponto de observação 99). Textura geral da amostra. Luz polarizada e aumento de 16x. Fotomicrografia: Edison Ramos Tomazzoli, outubro de 2002.



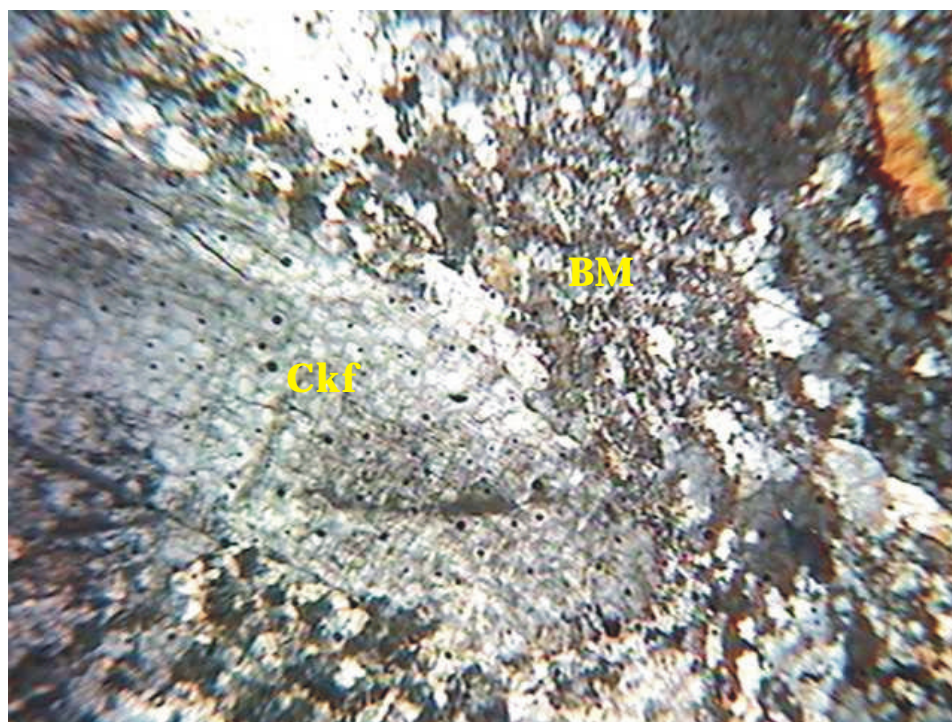
Fotomicrografia 13: Milonito félsico (ponto de observação 99). Detalhe da rocha de natureza félsica milonitizada. Luz polarizada e aumento de 32x. Fotomicrografia: Edison Ramos Tomazzoli, outubro de 2002.



Fotomicrografia 14: Milonito félsico (ponto de observação 99, amostra com menor teor de veios de quartzo). Plagioclásio (Pl), Quartzo (Qz) e K-feldspato (Kf). Luz polarizada e aumento de 100x. Fotomicrografia: Edison Ramos Tomazzoli, outubro de 2002.

4.2.4 Pegmatito milonitizado

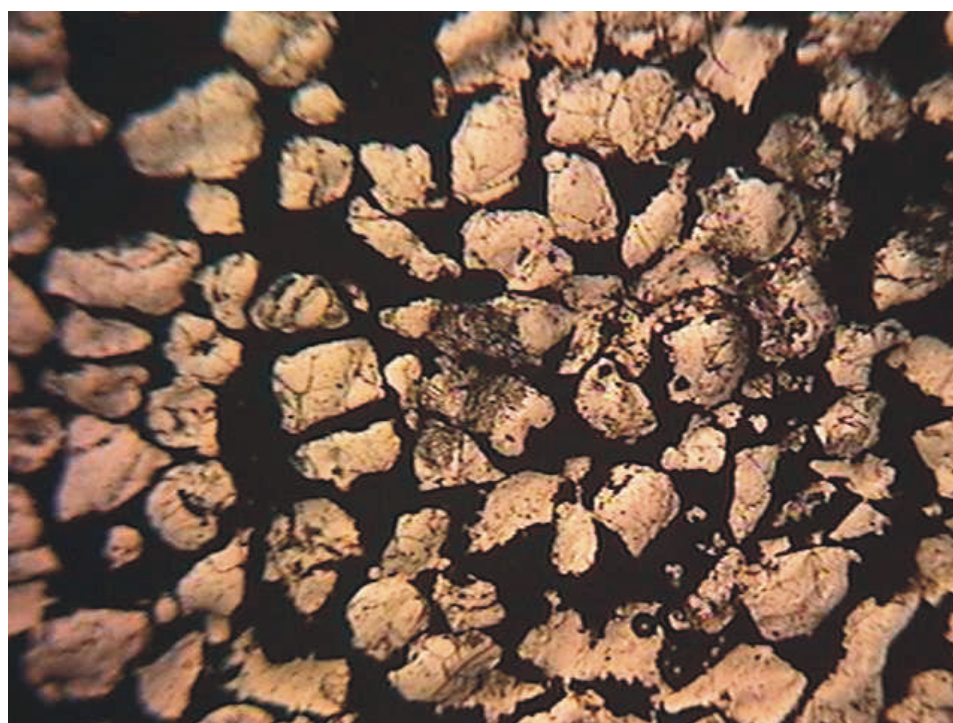
A quarta e última amostra de rocha coletada no costão esquerdo da praia do Havaizinho (ponto de observação 99), classificada como *pegmatito milonitizado*, apresenta uma estrutura orientada caracterizada por finas bandas escuras que contornam grandes grãos tabulares de feldspato. Em microscópio, observa-se uma típica textura milonítica, configurada por orientadas bandas quartzo-feldspáticas que contornam cristaloclastos de k-feldspato de até 2,0 milímetros. A mineralogia da amostra é composta por quartzo, k-feldspato, plagioclásio e sericita, este último mineral um provável produto da milonitização (fotomicrografia 15, abaixo).



Fotomicrografia 15: Pegmatito milonitizado (ponto de observação 99). Textura geral da amostra: Cristaloclastos de k-feldspato (CKf), Rocha pegmatítica milonitizada – Banda Milonítica (BM). Luz polarizada e aumento de 16x. Fotomicrografia: Edison Ramos Tomazzoli, outubro de 2002.

4.2.5 Arenito conglomerático

Uma amostra de rocha sedimentar, coletada em um afloramento de couraça ferruginosa consolidada (ponto de observação 118), foi analisada em microscópio e classificada como *arenito conglomerático*. Cimentado por óxido de ferro com coloração marrom avermelhada, o arenito conglomerático é constituído por grãos de quartzo de diferentes tamanhos. De maneira geral, as feições microscópicas observadas caracterizam-se por um arranjo aberto dos grãos de quartzo, que possuem graus de arredondamento e esfericidade variáveis. Há presença de grãos angulosos, subangulosos, arredondados, esféricos, subesféricos e irregulares, todos cimentados por óxido de ferro (fotomicrografia 16, abaixo).



Fotomicrografia 16: Arenito conglomerático (ponto de observação 118). Aspecto textural da amostra: grãos de quartzo (claros) cimentados por óxido de ferro (escuro). Observar formas variadas dos grãos de quartzo. Luz natural e aumento de 32x. Fotomicrografia: Edison Ramos Tomazzoli, outubro de 2002.

4.3 Estrutura: lineamentos, fraturas e foliações

A observação das fotografias aéreas e da imagem de satélite sugere uma relação da estrutura com o relevo, notadamente em lineamentos associados ao padrão de drenagem das bacias e à linha de costa. Em campo, este tipo de associação é confirmado pela ocorrência de quedas d'água provavelmente originadas de falhamentos e, de modo ostensivo, por planos de foliação e de milonitização, bem como por fraturamentos nos afloramentos dos leitos e margens de rios e dos costões rochosos.

Segundo VeS ENGENHEIROS CONSULTORES (1996A), a faixa costeira sul de Itacaré é influenciada pelos mesmos sistemas de falhamentos e fraturamentos ocorrentes nos municípios de Ilhéus e Itabuna. ARCANJO (1997) identificou na área correspondente a Folha Itabuna, onde estão localizados os municípios de Ilhéus e Itabuna, quatro fases de deformação acompanhadas por processos de cisalhamento dúctil, que resultaram em faixas com variados estágios de milonitização e imprimiram lineações de estiramento mineral.

Pelas medidas obtidas em campo, o arcabouço estrutural das bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga caracteriza-se pela linearidade dos planos de foliação das rochas metamórficas, de direção dominante NE verticalizados e sub-verticalizados, bem como por sistemas de fraturamentos com orientação N-NE, E e W-NW. Os planos de xistosidade e de milonitização apresentam uma orientação dominante N 33° e mergulho vertical ou sub-vertical com variação entre 23°E a 48°E, como nos costões rochosos que se apresentam sob a forma de plataformas de abrasão marinha.

Foram realizadas 29 medidas de foliação em 27 pontos de observação, sendo que as medidas mais recorrentes foram N33° (10x), N48° (08x), N53° (06x). Das nove medidas de fraturas realizadas, somente uma foi recorrente apenas uma vez (N93°), enquanto que as demais medidas foram registradas apenas uma vez cada uma: N08°, N53°, N78°, W273°, W293°, W313° e W333°.

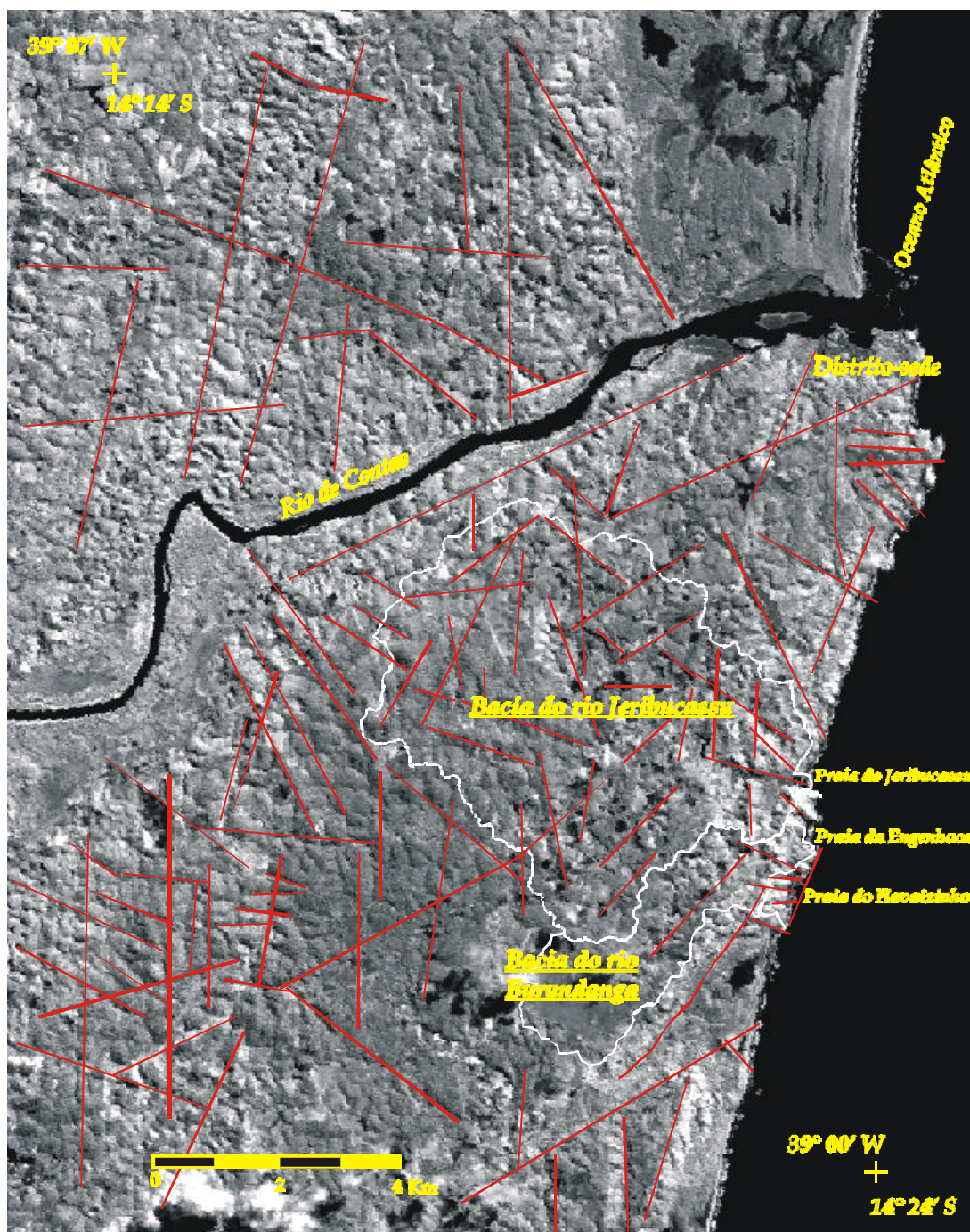


Figura 10: Principais lineamentos estruturais da faixa costeira de Itacaré.

Fonte: Imagem de satélite LANDSAT – 1994

Composição - Canal 04 realçado com contraste linear (software IDRISI): Joël Pellerin

Edição: Paulo Fernando Meliani

Mapa 05: *Mapa geológico das bacias dos rios Jeribucassu, Burundanga e costeiros adjacentes, Itacaré, Bahia.*

5. GEOMORFOLOGIA

Os modelados das bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga foram mapeados como de dissecação e de acumulação, de acordo com os processos morfogenéticos dominantes. Modelados de dissecação foram identificados pela forma que apresentam, enquanto que os modelados de acumulação foram identificados tanto pela forma quanto pelos agentes e ambientes de formação.

Representados no mapa geomorfológico das bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga (mapa 06, página 132), os modelados têm, neste capítulo, descritas algumas de suas características morfológicas, genéticas, de localização e relação com o relevo adjacente. As formações superficiais associadas aos modelados foram classificadas, de acordo com as características de cor, textura, pedregosidade e profundidade, como alterações do complexo metamórfico, formações de origem sedimentar e couraças.

5.1 Modelados de dissecação em morros e outeiros

Interflúvios correspondentes a morros e outeiros formam os modelados de dissecação que ocorrem nas bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga, compondo em sucessão uma verdadeira paisagem de “mar de morros” ⁷ (figura 11, página 104). Com desníveis que podem alcançar uma centena de metros, os morros e outeiros possuem vertentes convexas e convexo-côncavas, com declividade variando entre 20° e 45° de inclinação.

Na parte mais interiorana da área de estudo, correspondente ao noroeste, oeste e sudoeste da bacia do rio Jeribucassu, os interflúvios são elevações de natureza cristalina (complexo metamórfico) com altitudes entre 120 e 160 metros, como nos “morros” da classificação das elevações apresentada por GUERRA e GUERRA (1997) (fotografia 12, página 101). Os morros apresentam, em geral, topos

⁷ Segundo AB’SÁBER (1964), no Brasil tropical atlântico, o morro típico tem a forma de um mamelão devido à decomposição profunda de suas rochas e ao alto grau de aperfeiçoamento de suas vertentes arredondadas que, quando dispostos em uma ampla sucessão, são designados “mares de morros”.

convexos e alongados na direção da litologia, N-NE, apesar de descontínuos pela ocorrência de colos possivelmente controlados por fraturamentos transversais a orientação litológica dominante. Há, no extremo oeste da bacia do Jeribucassu, um maciço conhecido localmente como Serra do Capitão, que se constitui no divisor de águas de maior expressão orográfica da bacia, apresentando a altitude mais elevada registrada nas pesquisas de campo, 165 metros nas proximidades do ponto de observação 78.



Fotografia 12: Aspecto do modelado de dissecação em morros. Em primeiro plano, terço superior convexo da encosta de um morro cristalino com cultivo de cravo-da-índia. Ao fundo, elevações da Serra do Capitão. Ponto de observação 76. Fotografia: Paulo Fernando Meliani, julho de 2001.

No setor mais próximo ao oceano, e inclusive junto a ele, os interflúvios apresentam-se topograficamente rebaixados em relação aos mais interioranos, alcançando um máximo de 120 metros. Com altitudes variando entre 50 e 100

metros em média, os interflúvios deste setor correspondem aos “outeiros” da classificação de elevações proposta por GUERRA e GUERRA (1997). Apesar da dominante natureza cristalina, alguns destes outeiros possuem recobrimento sedimentar (Formação Barreiras?), que proporciona um aspecto tabular ao topo destas elevações. Nos outeiros de natureza unicamente cristalina, os topos são convexos, estreitos e configuram, por vezes, cristas alongadas, notadamente junto ao estuário do rio Jeribucassu (fotografia 13, abaixo). Já os outeiros recobertos por sedimentos (Formação Barreiras?) têm topos amplos e planos, que correspondem a superfícies tabulares inumadas a nordeste e sul da área de estudo, notadamente nos divisores de água que delimitam as bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga.



Fotografia 13: Baixo curso do rio Jeribucassu. Aspecto do modelado de dissecação em outeiros. Observar o estabelecimento de cristas em interflúvios alongados. Reprodução

parcial e fora da escala original do mosaico de fotografias aéreas coloridas do IESB (1997A) em escala 1: 25.000.

O intemperismo, os movimentos das formações superficiais pelas encostas e a erosão fluvial são os processos responsáveis pelos modelados de dissecação em morros e outeiros nas bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga. As elevadas temperaturas e precipitações, características do clima atual de Itacaré, concorrem tanto para a pronunciada alteração das rochas quanto para o movimento detrítico pelas encostas, ambos os processos associados a convexização dos interflúvios.

Para CRUZ (1998), a evolução de vertentes mamelonadas *“parece ser controlada pela velocidade de alteração das rochas e conseqüente desenvolvimento dos regolitos”* (p. 51). A autora faz referência à De Ploey (1985), quando este chamou a atenção para os efeitos dos movimentos de massa na denudação e evolução de vertentes mamelonadas, especialmente escorregamentos e rastejamentos que ocorrem em áreas tropicais úmidas com mantos de alteração argilosos espessos.

Segundo DERRUAU (1969), as elevações de natureza cristalina são em geral convexas porque os detritos estão sujeitos ao *“creep”* (rastejamento). Já PENTEADO (1978) afirma que o *“escoamento difuso é dos processos mais eficazes na esculturação da convexidade de vertentes”* (p. 124). Originado após intensas chuvas, e conseqüente saturação das formações superficiais, o escoamento difuso é um importante agente de erosão e remoção de detritos finos por sobre a vertente.

As formas convexas dos interflúvios estão representadas, no mapa geomorfológico que acompanha essa dissertação, pela indicação das rupturas convexas de declive das vertentes e pela feição abaulada do topo da maioria dos morros e outeiros das bacias estudadas. Os topos planos, de muitos dos interflúvios, estão relacionados a sucessivos processos de dissecação do embasamento, mas em alguns casos estão associados às inumações das coberturas sedimentares (Formação Barreiras?).

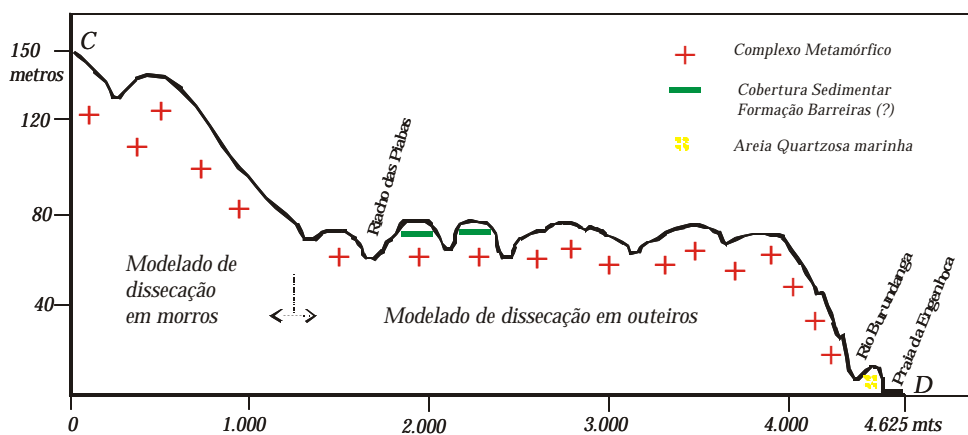
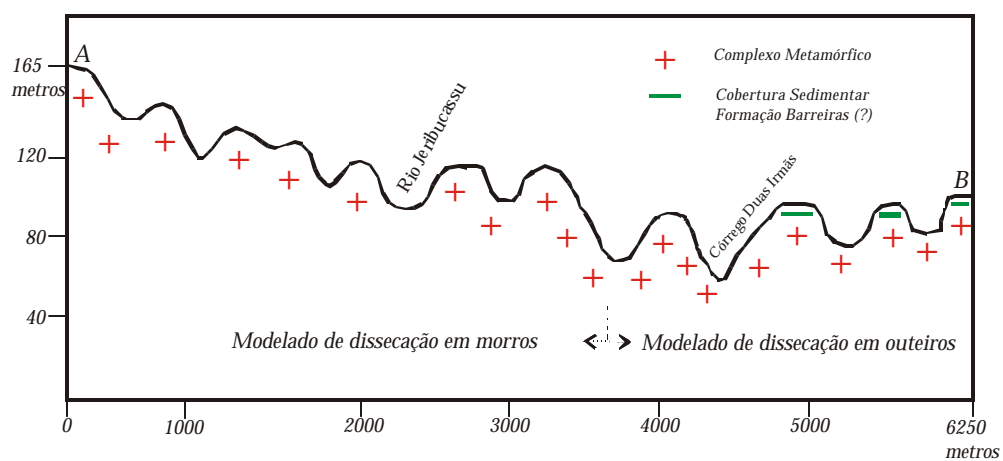
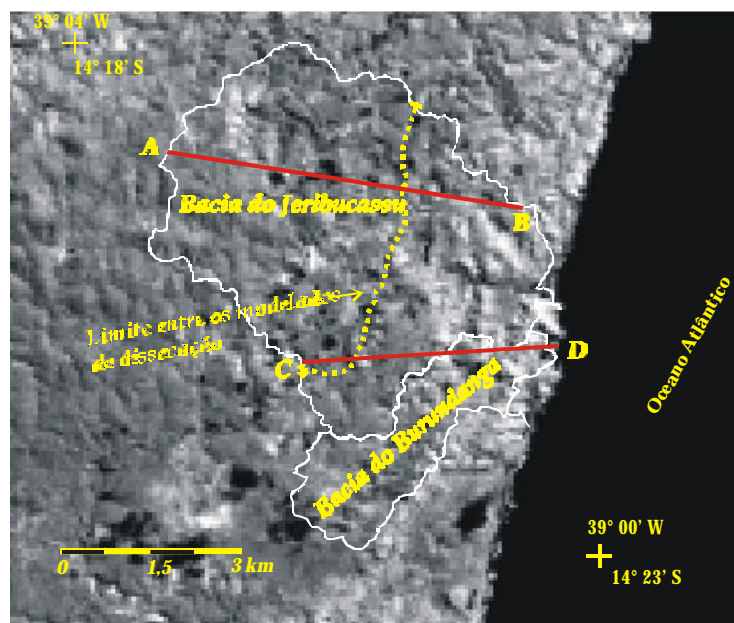


Figura 11: Perfis topográficos das bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga com valores altimétricos estimados e não comprovados.

Nas áreas mais elevadas dos morros e outeiros, os desníveis costumam ser pequenos, da ordem de 20 metros, e estão geralmente associados à dissecação de cursos d'água de 1ª ordem instalados em alvéolos de alteração que, por vezes, evoluem para vales suspensos. Alvéolos de alteração são formados por processos intempéricos predominantemente químicos em ambientes de clima úmido e estão, freqüentemente, associados a áreas de alteritos espessos (TOMAZZOLI e PELLERIN, 2001).

As bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga possuem inúmeras cabeceiras de vales em anfiteatro (fotografia 14, abaixo), bem como uma série de nascentes de cursos d'água que escavam vales próximos. Segundo DERRUAU (1969), ao contrário das rochas cristalinas sãs, que são impermeáveis, certas alterações que delas derivam permitem a infiltração das águas, dando origem a cabeceiras de vale em anfiteatro e a nascentes.



Fotografia 14: Cabeceira de vale em anfiteatro junto à nascente represada de um curso d'água formador do riacho das Piabas. Ponto de observação 17. Fotografia: Paulo Fernando Meliani, julho de 2001.

Na costa sul de Itacaré, onde deságuam os rios e riachos das bacias estudadas, os outeiros cristalinos comumente alcançam o oceano Atlântico dando origem a costões rochosos na forma de plataformas de abrasão ou escarpas de erosão. Sofrendo a ação intempérica e erosiva do clima e do mar, as rochas do complexo metamórfico que afloram nos costões entremeiam as praias arenosas do setor estudado: a do Jeribucassu, a da Engenhoca e a do Havaizinho (fotografia 15, abaixo).

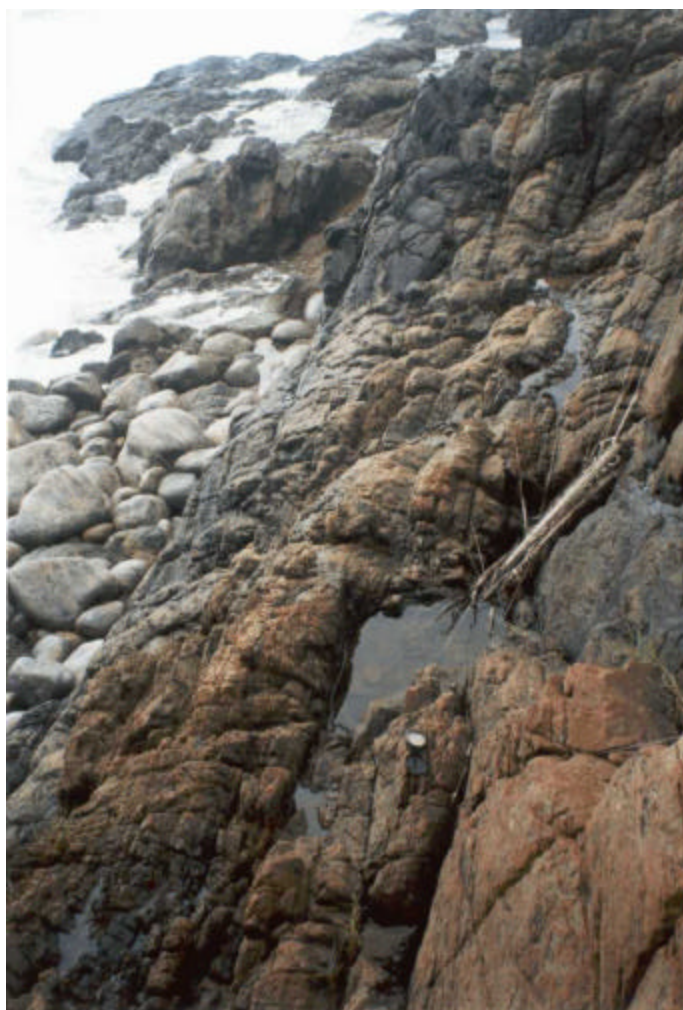


Fotografia 15: Costões rochosos que separam as faixas arenosas da praia do Havaizinho. Ponto de observação 99. Fotografia: Paulo Fernando Meliani, julho de 2002.

Segundo MELIANI e CARVALHO (2002), as plataformas de abrasão marinha da costa de Itacaré formam-se nas rochas que possuem planos de xistosidade com mergulho sub-vertical (fotografia 16, página 107). Nestes planos, os processos morfogenéticos de intemperismo e erosão marinha são diferenciais,

atuando de forma mais dinâmica nos planos de menor resistência à decomposição química e à desagregação mecânica.

A águas do mar provocam intemperismo químico e desagregação mecânica, decompondo e desagregando blocos de rocha através dos planos de xistosidade e linhas de fraturas. As ondas retiram os blocos mais suscetíveis a erosão, formando a plataforma de abrasão com pequenos degraus em leve declive na direção do mar. Os escalonamentos correspondem à alternância dos planos de xistosidade de maior e de menor resistência aos processos erosivos.



Fotografia 16: Disposição sub-vertical dos planos de xistosidade e dos fraturamentos transversais das rochas que compõem plataforma de abrasão marinha na praia do Havaizinho. Ponto de observação 99. Fotografia: Paulo Fernando Meliani, julho de 2002.

5.1.1 Alterações do complexo metamórfico

Sob os topos abaulados e planos dos morros e outeiros cristalinos das bacias, as formações superficiais são profundas e bem drenadas com intensa lixiviação de bases e sílica, restando em superfície um manto argilo-arenoso residual. Devido à maior declividade, o movimento das águas e detritos nas encostas é mais significativo do que nos topos, tornando as formações superficiais dali, apesar de bem drenadas, menos profundas que as das áreas cimeiras.

Na maior parte da área de estudo, onde dominam as rochas cristalinas do complexo metamórfico, as alterações são bruno-amareladas escuras de textura argilo-arenosa e profundidade variável, de acordo com a posição da formação superficial no modelado. É comum a ocorrência de fragmentos dispersos de rocha alterada no solo, por vezes desde as porções mais superficiais da alteração.

Nos modelados de dissecação em outeiros, as alterações das rochas do complexo metamórfico somente são profundas nas áreas cimeiras, devido a menor declividade dos topos que propicia a infiltração e a conseqüente ação química das águas no substrato. Nas áreas mais íngremes dos outeiros, mormente os terços médios das encostas, estas mesmas alterações são rasas, raramente ultrapassam a profundidade de 1,0 metro.

Nos morros, estas alterações ultrapassam a profundidade de 1,20 metros nos terços médios e superiores das encostas que, neste modelado, são mais longas e menos inclinadas do que as encostas dos outeiros. Em um corte da rodovia BA-654 (ponto de observação 81) foi possível identificar alterações do complexo metamórfico em um o perfil de 2,0 metros (fotografias 17 e 18, página 109). O material alterado superficial apresenta textura argilosa com fragmentos de rocha levemente alterados ocorrendo a partir de 1,50 metros, sendo que se encontra a rocha inalterada a partir de 2,00 metros. Estas alterações apresentam evolução latossólica evidenciada pela presença de material mineral bastante intemperizado e homogêneo em subsuperfície.



Fotografias 17 e 18: Perfil de alteração argilo-arenosa bruno-amarelada escura revelada por corte de estrada da rodovia BA-654. Ponto de observação 81. Fotografia: Paulo Fernando Meliani, julho de 2001.

CAVALCANTI (1994) em seu estudo “*Estratificação de ambientes, com ênfase no solo, da região de Itacaré – BA*” identificou, inclusive em áreas da bacia do rio Jeribucassu, latossolos variação Una correlacionáveis as alterações do complexo metamórfico. Segundo PRADO (1996) e OLIVEIRA, JACOMINE e CAMARGO (1992), latossolos variação Una apresentam quantidade de ferro total mais alta do que outros latossolos similares, com teor de óxido de ferro acima de 11%. As amostras de latossolo variação Una, quimicamente analisadas por CAVALCANTI (*op. cit*), apresentam teores de óxido de ferro entre 9,78 a 17,37%, sugerindo uma classificação mais segura para os latossolos localizados nas encostas das elevações cristalinas de Itacaré.

Na área correspondente a folha Salvador, a maioria dos latossolos variação Una mapeados pelo projeto RADAMBRASIL estão situados na região cacauieira da Bahia. Segundo SILVA, SANTOS e CORRÊA (1981), a formação

destes solos está estreitamente ligada ao clima da região, onde a precipitação pluviométrica e a umidade relativa atingem valores bem altos.

Tanto nos morros quanto nos outeiros, na porção inferior das vertentes chamada aqui de *baixa-encosta*, não há formação de solos, sendo aí a formação superficial um regolito pouco espesso, onde é possível observar a estrutura original da rocha que, por vezes, ainda permanece sã em afloramentos isolados. No leito dos cursos d'água, os afloramentos de rocha sã são freqüentes, exceção feita aos locais onde ocorrem planícies aluviais que ocupam o fundo de vales suspensos.



Fotografia 19: Seção do rio Jeribucassu com rochas metamórficas aflorando no leito e condicionando a formação de corredeiras. Ponto de observação 56. Fotografia: Paulo Fernando Meliani, julho de 2001.

5.1.2 Formações de origem sedimentar

Nos outeiros que apresentam coberturas sedimentares (Formação Barreiras?) foram identificadas *formações arenosas bruno-amareladas* com evolução latossólica, bem como *formações areno-cascalhentas* com evolução de podzol gigante. Intimamente relacionadas ao substrato sedimentar que recobre alguns outeiros cristalinos, estas formações apresentam-se sempre muito profundas, por vezes chegando a ultrapassar os 7,00 metros de profundidade.

5.1.2.1 Formações arenosas bruno-amareladas

Formações bruno-amareladas de textura arenosa foram identificadas por meio de tradagens nos pontos 10, 31, 35, 36, 37, 114 e 117, enquanto que nos pontos 03, 111, 112, 113 e 123 estas formações aparecem em cortes de estrada e caminhos sobre evidentes camadas sedimentares (fotografias 03 e 04, página 69; fotografias 05 e 06, página 70). Nos pontos em que estas formações foram identificadas por tradagem, a origem sedimentar foi definida pela granulometria e pela associação com arenitos conglomeráticos de carapaças ferruginosas posicionadas na interface com o embasamento.

Observáveis em rupturas de encosta, as carapaças constituem-se de grãos de quartzo com diferentes tamanhos e formas cimentados por óxido de ferro, como a amostra de arenito conglomerático analisada microscopicamente (fotomicrografia 16, página 96). O tamanho e a forma dos grãos de quartzo sugerem uma origem fluvial dos sedimentos que constituem tanto as couraças ferruginosas quanto as formações arenosas.

As formações arenosas bruno-amareladas muito profunda constituem solos minerais não hidromórficos, com horizonte B latossólico caracterizado pelo avançado estado de decomposição. Apesar de friável e homogêneo, estes horizontes latossólicos exibem ocasionalmente concreções ferruginosas misturadas à massa do solo. Nos processos de latolização que ocorrem em regiões de clima úmido, onde a hidrólise é intensa, pode ocorrer eliminação seletiva de sílica

coloidal com concentração de sesquióxidos (BIGARELLA, BECKER e PASSOS, 1996), que poderiam corresponder às concreções ferruginosas encontradas nestas formações.

Estas formações latossólicas, muitas profundas e permeáveis, apresentam transições bastante difusas no perfil, como revelam as observações do ponto de observação 35, de onde foram coletadas três amostras por meio de trado (quadro 05, abaixo). A cor bruna dominante é mais escura próxima à superfície e gradativamente mais clara em profundidade, enquanto que a textura é gradualmente menos arenosa a medida em que se aprofunda a formação. A 3 metros de profundidade, o trado alcança um substrato rochoso alterado onde ocorre presença abundante de quartzo e minerais escuros (ferro?).

<i>Profundidade (cm)</i>	<i>Cor</i>	<i>Cascalho</i>	<i>Areia (total)</i>	<i>Silte</i>	<i>Argila</i>
<i>0-30</i>	<i>10 YR 3/3</i>	<i>0,46</i>	<i>87,63</i>	<i>8,58</i>	<i>3,33</i>
<i>30-250</i>	<i>10 YR 5/6</i>	<i>5,94</i>	<i>66,93</i>	<i>25,17</i>	<i>1,96</i>
<i>250-300</i>	<i>10 YR 5/6</i>	<i>19,16</i>	<i>53,53</i>	<i>8,91</i>	<i>18,40</i>

Quadro 05: Cor e distribuição granulométrica percentual de amostras da formação arenosa bruno amarelada. Ponto de observação 35.

Cabe ressaltar a heterogeneidade do material de origem sedimentar, referido como da Formação Barreiras(?), que estabelece diferenças na textura destas formações. Apesar de predominantemente arenosas em subsuperfície, com totais percentuais médios de areia em torno de 65%, estas formações podem apresentar proporção significativa de material fino, como no ponto 112, onde o percentual de argila alcança 50,39%.

5.1.2.2 Formações areno-cascalhentas com podzol gigante

Os pontos de observação 05, 06 e 09, locais onde ocorre extração de areia junto à comunidade da Camboinha, são representativos das *formações areno-cascalhentas com podzol*. Pequenas cabeceiras de vale sustentadas por coberturas sedimentares, são escavadas manualmente, revelando o perfil de formações superficiais arenosas com grãos de quartzo pronunciados e presença abundante de seixos rolados.

O perfil da formação superficial do ponto de observação 05 apresenta, após um horizonte A arenoso de 30 centímetros, um espesso horizonte eluvial (E) cinza areno-cascalhento de 3,70 metros, posicionado sobre um horizonte iluvial (BP-Podzol) bruno-amarelado arenoso de 3,50 metros (quadro 06, abaixo e fotografia 20, página 115). A eluviação evidencia-se pela ocorrência de “línguas” do horizonte areno-cascalhento (E), que invadem o horizonte arenoso subjacente (B Podzol). Estas línguas, que por vezes se aprofundam em mais de 1,0 metro no horizonte BP, apresentam um fino contorno escuro orgânico e ferruginoso com cerca de 2 centímetros (Bhs).

<i>Profundidade (cm)</i>	<i>Cascalho</i>	<i>Areia mais grosseira</i>	<i>Areia grosseira</i>	<i>Areia média</i>	<i>Areia fina</i>	<i>Areia muito fina</i>	<i>Silte</i>	<i>Argila</i>
30-370 (E)	34,34	17,27	17,40	15,56	11,26	4,17	0,00	0,00
370-720 (BP)	1,61	9,46	40,51	26,25	7,51	2,59	6,45	5,62
720-? (argila)	0,00	0,00	0,18	0,85	3,31	5,31	16,89	73,46

Quadro 06: Distribuição granulométrica percentual de amostras da formação areno-cascalhenta com podzol do ponto de observação 05.

Segundo BIGARELLA, BECKER e PASSOS (1996), o termo “podzol” do russo (*pod* = como; *zola* = cinza) refere-se a solos que possuem a cor e a consistência de cinzas, tendo sido empregado primeiramente por Dokoutchaev, em 1879, ao descrever os solos florestais do norte da Rússia, sendo mais tarde estendido a

todos os solos que apresentassem esbranquiçamento ou descoloração acentuada de horizontes superiores. Segundo OLIVEIRA, JACOMINE e CAMARGO (1992), casos de solos podzol com espessura do horizonte E da ordem de 3 metros são variedades fora do comum, conhecidas como “podzol gigante”.

O corte da encosta, efetuado para a extração de areia no ponto de observação 05, revela que a formação superficial tem sob estes horizontes uma camada de argila cinza clara hidromórfica. Na tradagem efetuada no ponto de observação 06, argilas de cores vivas variadas, amarelas, vermelhas, pretas e mostarda, foram encontradas a partir de 3,5 metros de profundidade, sugerindo forte correlação com as coberturas sedimentares (Formação Barreiras?). Tanto no ponto de observação 05 quanto no ponto 06, o perfil das formações superficiais exhibe concentrações de seixos rolados de quartzo. Com comprimento médio entre 8 e 10 centímetros, estes seixos ocorrem entre 1,50 e 2,00 metros de profundidade dentro do horizonte E, bem como no contato do horizonte BP com a camada de argila.

Para RIGHI (1990), a evolução de um solo podzol advém de um processo biogeoquímico de alteração chamado ácido-complexólise (*“acido-complexolyse”*), definido pelo ataque a minerais primários por soluções de compostos orgânicos ácidos. Como resultado ocorre eliminação de alumínio e ferro, assim como de outros cátions (Ca, Na, Mg, K,...), dando origem ao um horizonte residual essencialmente quartzoso correspondente ao horizonte E. A migração e a imobilização de constituintes orgânicos e de complexos organominerais de alumínio e/ou de ferro conduzem a formação de um horizonte B podzol.

RIGHI (*op. cit.*) afirma ainda que o excesso de águas precipitadas e de condições de má drenagem dá origem a horizontes superficiais brancos e a movimentos do ferro ligados a processos de óxido-redução. Segundo o autor, a presença de um nível freático ácido permanente favorece a solubilização e a conseqüente redistribuição do ferro, enquanto que a mobilização dos compostos orgânicos e de alumínio é menos ativada pelo excesso de água.



Fotografia 20: Perfil da formação areno-cascalhenta com podzol em mina de extração de areia. Ponto de observação 05. Fotografia: Paulo Fernando Meliani, julho de 2001.

Segundo PORTO (1996), modificações hidrológicas provenientes de mudanças climáticas, geomorfológicas ou estruturais podem quebrar o equilíbrio de regolitos em ambientes equatoriais, provocando, por exemplo, uma “podzolização de latossolos”. Citando estudos realizados na Amazônia por Lucas *et. al.* (1984), Boulet *et. al.* (1984) e Lucas e Chauvel (1992), PORTO (*op. cit.*) afirma que latossolos de superfícies aplainadas se lixiviam, depositando argila por iluviação na interface com o saprolito. O acúmulo de argila acarreta uma diminuição da porosidade do substrato, que estabelece, com a intensa umidade e lixiviação, uma transformação do latossolo em podzol arenoso (figura 12, página 116). Em Itacaré, a origem das formações areno-cascalhentas com podzol pode estar associada a este fenômeno, já que camadas argilosas dificultam a infiltração das águas precipitadas em um município submetido a um clima úmido.

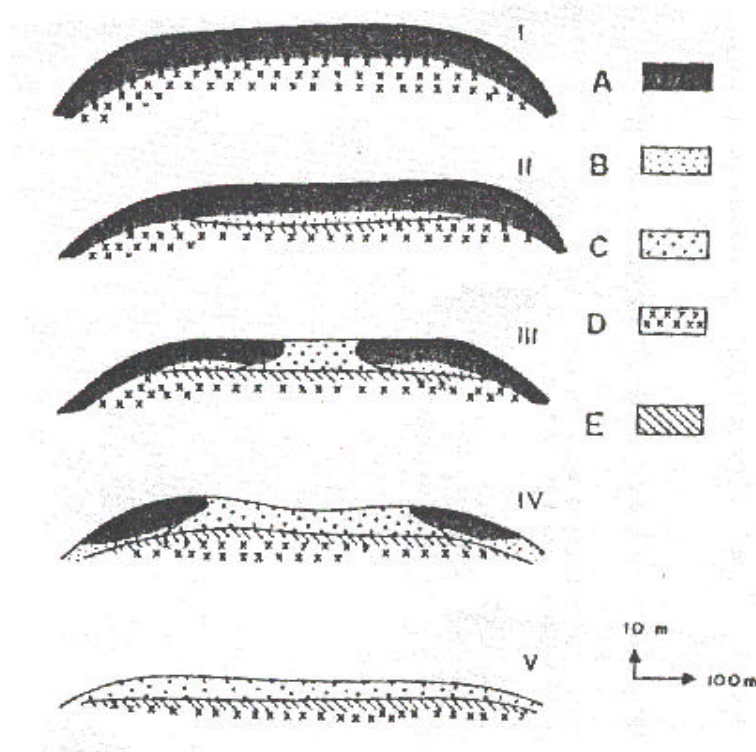


Figura 12: Esquema de evolução de latossolos em podzols na região amazônica da Guiana Francesa: A-Latossolo, B-Horizonte arenoso lixiviado, C-Areia podzólica, D-Saproilito, E-Argila eluviada bloqueando a porosidade do saprolito

Fonte: PORTO (1996).

Já BIGARELLA, BECKER e PASSOS (1996) afirmam que “os podzóis encontrados nas regiões tropicais desenvolvem-se frequentemente sob tipos particulares de vegetação, como por exemplo, aqueles formados sob a vegetação de samambaias (pteridófitas) em Madagascar, sugerindo que a vegetação é, antes do que o clima, responsável pelo fenômeno de podzolização” (p. 519). Os solos podzóis ocorrem extensivamente no interior da bacia do rio Burundanga e em setores do divisor de águas comum com a bacia do Jeribucassu, numa localidade conhecida como Campo Cheiroso. A cobertura vegetal original dali, atualmente degradada por um extensivo cultivo de coco-da-bahia, consistia em um provável encrave de savana (cerrado), que encontrou condições edáficas favoráveis em meio à floresta ombrófila densa que o circunda. SILVA, SANTOS e CORRÊA (1981) afirmam que as savanas

litorâneas, caracterizadas por Rizzini (1963), são comuns em áreas com solos podzol no sul da Bahia. A vegetação original do Campo Cheiroso apresentava, segundo o conhecimento popular, arbustos rasteiros, cactos, samambaias, bromélias, orquídeas, uma infinidade de espécies que florindo simultaneamente conceberam o nome popular do lugar.

5.1.3 Couraças

Na bacia do rio Jeribucassu foram identificados encouraçamentos ferruginosos pisolíticos e consolidados. As couraças pisolíticas não estão consolidadas e são encontradas em áreas de topo exploradas pela extração de cascalho, utilizado muito provavelmente como pavimento para as estradas locais.

As couraças ferruginosas consolidadas encontram-se na interface existente entre os recobrimentos sedimentares (Formação Barreiras?) e o embasamento cristalino, sendo identificáveis no campo em rupturas convexas de vertente (figura 13, abaixo).

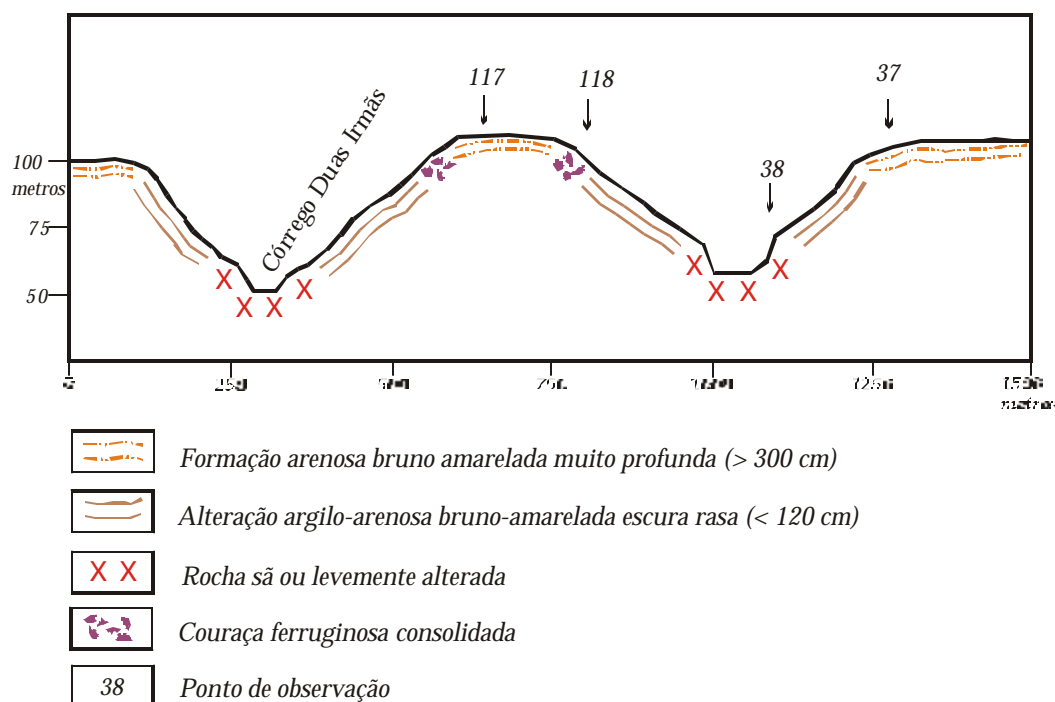


Figura 13: Posição de couraça ferruginosa consolidada no relevo da bacia do rio Jeribucassu

As couraças têm origem na ação de soluções ferruginosas descendentes, procedentes da lixiviação de horizontes superiores do solo com posterior deposição em profundidade, onde hidróxidos de ferro são imobilizados. Segundo DERRUAU (1969), em clima de estações contrastadas, a forte alteração que ocorre durante a estação úmida é imobilizada na estação seca, quando o ferro presente nos solos se fixa constituindo couraças ferruginosas que a estação úmida seguinte não pode alterar. Para BIGARELLA, BECKER e PASSOS (1996), o endurecimento das couraças está associado à exposição do depósito ferruginoso, seja por remoção de camadas superiores do solo seja pelo afloramento do depósito nas encostas de um vale, provocando a desidratação e a cristalização dos óxidos de ferro.

CAVALCANTI (1994) identificou, em Itacaré, pavimentos lateríticos correlacionáveis às couraças ferruginosas consolidadas e pisolíticas não consolidadas encontradas na bacia do rio Jeribucassu. Segundo o autor, o pavimento laterítico originou-se da migração do ferro existente nos sedimentos que capeiam o manto de intemperismo argiloso do embasamento, por ação da infiltração da água. Na interface com o manto argiloso, a menor infiltração da água provoca escoamento lateral concentrado que transporta o ferro em solução. Ao alcançar a borda do platô, o ferro entra em contato com o ar atmosférico, oxidando-se e dando origem ao pavimento laterítico.

Segundo PORTO (1996), sob regimes climáticos sazonais o nível freático flutua, alternando condições mais ou menos oxidantes que favorecem remobilizações sucessivas do ferro. Tais remobilizações podem, por vezes, concentrar o ferro em nódulos no meio de uma matriz desferruginizada, composta de argila e quartzo (figura 14, página 119). A porosidade desta matriz desferruginizada, muitas vezes realçada pela ação biogênica, pode ser preenchida por precipitação química ou iluviação de argilas provenientes de níveis superiores do perfil, que podem ser secundariamente ferruginizadas, formando nódulos hematíticos endurecidos (PORTO, *op. cit.*).

Ainda segundo PORTO (1996), os nódulos hematíticos, quando localizados nas porções superiores do encouraçamento, passam a adquirir uma camada concêntrica de composição ferruginosa (goetítica) que se desenvolve centripetamente a partir da hidratação da hematita, formando um estrutura pisolítica. Pisólitos são corpos esféricos ou subesféricos com diâmetro superior a 2 milímetros, que evoluíram a partir de um centro mineral (IBGE, 1999).

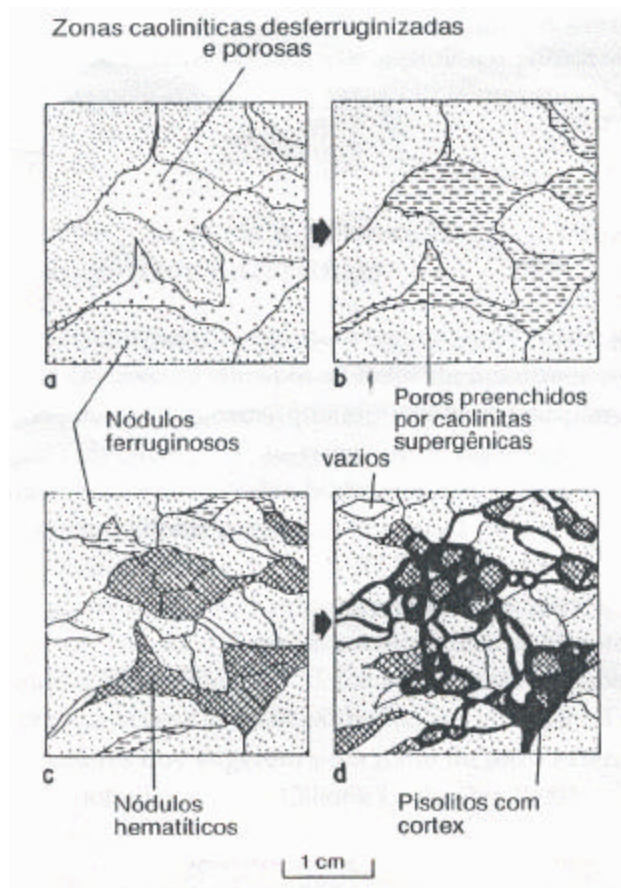


Figura 14: Esquema de evolução da crosta pisolítica de um perfil ferruginoso

Fonte: PORTO (op. cit.)

5.2 Modelados de acumulação

Os modelados de acumulação apresentam formas de origem aluvial, flúvio-marinha, marinha e eólica, sendo que algumas formas originadas pelos dois últimos agentes permitem inferir hipóteses sobre a gênese e a evolução quaternária do relevo costeiro de Itacaré. Na superfície das bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga, os modelados de acumulação estão representados por planícies aluviais e de marés, praias e terraços marinhos e campos de dunas.

5.2.1 Planícies aluviais

As planícies aluviais correspondem ao leito maior de seções de cursos d'água freqüentemente inundadas e recobertas por sedimentos arenosos, representados no mapa geológico como depósitos aluviais. Intermontanas, estas planícies tem sua gênese associada a uma diminuição da competência das águas correntes, em determinadas seções de cursos d'água. A perda de competência acentua o processo de deposição de sedimentos transportados pelas águas correntes dos rios e riachos, formando estas planícies aluviais que nada mais são do que várzeas, áreas baixas relativamente planas e mal drenadas. Profundas, por vezes ultrapassando a espessura de 1,20 metros, as formações superficiais das planícies de inundação são hidromórficas e de cor cinza-oliva e predominantemente arenosas (quadro 07, abaixo).

<i>Cascalho</i>	<i>Areia mais grosseira</i>	<i>Areia grosseira</i>	<i>Areia média</i>	<i>Areia fina</i>	<i>Areia muito fina</i>	<i>Total de areia</i>	<i>Silte</i>	<i>Argila</i>
0,82%	2,58%	8,13%	19,36%	23,01%	14,17%	68,07%	20,71%	11,22%

Quadro 07: Distribuição granulométrica percentual da amostra de formação arenosa hidromórfica profunda em planície aluvial do rio Jeribucassu. Ponto de observação 55 (amostra a 1,0 metro).

As planícies aluviais mapeadas estendem-se em até centenas de metros ao lado dos leitos menores dos cursos d'água, em seções que, no máximo,

pouco ultrapassam os 1.000 metros de extensão. Posicionadas no fundo de vales côncavos e à montante de seções dos cursos d'água que possuem talvegue encaixado na estrutura geológica, as planícies aluviais são limitadas lateralmente por encostas de morros e outeiros. Identificadas em campo, estas planícies, que se estabelecem em seções descontínuas dos cursos d'água, foram delimitadas nas fotografias aéreas pela identificação de rupturas côncavas nos terços inferiores das encostas.

Observada nos pontos 52, 55 e 73, a maior planície aluvial mapeada no curso do rio Jeribucassu (56.516 m²) encontra-se cerca de 80 metros acima do nível do mar. Esta planície estende-se por uma seção de 1.180 metros do rio Jeribucassu, em uma estreita várzea que nunca ultrapassa os 100 metros de largura. Ainda foram mapeadas outras planícies aluviais de menor expressão espacial ao longo do rio Jeribucassu (pontos de observação 85 e 86), e em alguns de seus afluentes e subafluentes (ponto de observação 50 – fotografia 21, abaixo; e ponto de observação 92).



Fotografia 21: Planície de inundação e deposição aluvial em afluente do rio Jeribucassu. Ponto de observação 50. Fotografia: Paulo Fernando Meliani, julho de 2001.

A confluência de um afluente do riacho Vitorino, a 90 metros de altitude, ocorre a maior planície aluvial mapeada (107.103 m²), que se estende desde a

seção final do afluente, ocupa toda a confluência e avança por uma seção do riacho Vitorino (pontos de observação 61, 62, 71 e 94). A extensão total desta planície alcança os 1.500 metros e apresenta largura que varia de 30 até 230 metros. Outra expressiva planície aluvial (95.991 m²) foi mapeada em outro afluente do riacho Vitorino, a cerca de 80 metros de altitude (pontos de observação 28 e 29). Apresentando largura variável entre 70 e 170 metros, a planície aluvial deste afluente do riacho Vitorino ocupa uma seção com cerca de 1.050 metros de extensão. Verdadeiros vales suspensos, estas planícies são controladas por níveis de base locais posicionados logo à jusante delas, que se configuram em cascatas com cerca de oito a dez metros de desnível (fotografia 22, abaixo).



***Fotografia 22:** Cascata posicionada à jusante das planícies aluviais do riacho Vitorino e afluentes (ponto de observação 22). Fotografia: Paulo Fernando Meliani, julho de 2001.*

Três pequenas planícies (8.299 m², 10.204 m² e 26.634 m²) estabelecidas poucos metros acima do nível do mar, foram mapeadas em seções de dois afluentes da margem direita do rio Jeribucassu. Posicionadas em locais de difícil acesso, estas pequenas planícies, que possuem respectivamente 105, 364 e 540 metros de extensão e largura máxima de dezenas de metros, foram mapeadas apenas por meio de fotointerpretação.

outeiros. Na seção inundada pelas marés, o rio Jeribucassu recebe as águas de quatro afluentes, sendo o mais importante deles o córrego Duas Irmãs, já bem próximo à saída para o mar. Antes de desaguar no rio Jeribucassu, o córrego Duas Irmãs corta uma antiga planície de maré que apresenta um desnível de aproximadamente 1,5 metro acima da planície atual, testemunhando pretéritas ações marinhas e fluviais na desembocadura destes cursos d'água (ponto de observação 44).

Na planície de maré que ocorre na seção terminal do rio Jeribucassu, bem como na antiga planície de maré cortada pelo córrego Duas Irmãs, a formação superficial é arenosa, profunda e com alto teor de matéria orgânica advinda da cobertura vegetal de manguezal. Uma sondagem por trado na antiga planície de maré (ponto de observação 44) permitiu a identificação de uma formação superficial com espessura superior a 1,20 metro, composta predominantemente por areia de origem marinha, de cor relativamente escura devido à presença de matéria orgânica. A seção final do rio Burundanga, junto à praia da Engenhoca, também recebe influência das marés, mas não apresenta uma planície com expressão espacial passível de mapeamento em escala 1: 25.000 (fotografia 23, página 124).



Fotografia 23: Desembocadura do rio Burundanga, praia da Engenhoca. Fotografia: Paulo Fernando Meliani, julho de 2002.

5.2.3 Praias e terraços marinhos

O contato do embasamento cristalino com o mar limita a formação de depósitos marinhos na costa sul de Itacaré, já que os afloramentos de rocha são dominantes sob a forma de costões e promontórios. Situadas nas reentrâncias de promontórios e costões rochosos junto à desembocadura dos rios e riachos das bacias estudadas, as praias do Jeribucassu, da Engenhoca e do Havaizinho são constituídas de areias, seixos e blocos arredondados.

Apresentando a forma de arcos abertos para o oceano, na direção E-SE, as praias estendem-se entre os costões rochosos em faixas arenosas que atingem no máximo algumas centenas de metros. As faixas arenosas das praias são basicamente formadas por quartzo, mas é recorrente a presença de minerais escuros recobrimdo finamente a faixa de areia.

A energia das ondas neste trecho da costa provoca erosão do embasamento cristalino, retirando dele fragmentos de rocha que são arredondados, alisados e depositados nas praias ou mesmo em costões menos íngremes. Há recorrência de depósitos de blocos rochosos no canto norte das praias, provavelmente associada ao regime de ondas na costa de Itacaré, que apresentam maior competência durante as tempestades subpolares vindas de S-SE.

Nas três praias ocorrem ainda terraços marinhos de blocos rochosos embalados em areia, que estão posicionados entre 1,0 e 1,5 metro acima do nível atual do mar, testemunham pretéritos níveis marinhos mais elevados. Dissecados pela erosão marinha e fluvial, os terraços são constituídos por seixos e blocos de rocha cimentados por uma matriz arenosa enegrecida. Apesar do endurecimento e da cor da matriz arenosa, os seixos não estão decompostos, fato que sugere a ocorrência de processos de alteração e litificação embrionários, provavelmente holocênicos.

A curva do nível relativo do mar durante os últimos 7.000 anos da costa entre Itacaré e Ilhéus, apresentada por SUGUIO *et. al.* (1985), apresenta três fases de ascensão por dois intervalos de mínimos. Os autores “evidenciaram no setor a presença de três terraços arenosos testemunhando a existência de três períodos de níveis marinhos altos, situados respectivamente, entre 5 e 4, 4 e 3, 3 e 2 metros acima do nível atual” (p.276). Segundo SUGUIO *et. al.* (*op. cit.*), apesar do número de reconstruções de antigas posições do nível relativo do mar, no trecho Itacaré-Ilhéus, ser insuficiente para se delinear uma curva completa, as reconstruções obtidas não apresentam qualquer desvio em relação à curva de Salvador.

Os estudos sobre o período Quaternário costeiro da Bahia apresentados por MARTIN *et. al.* (1980), tem como base datações obtidas no setor situado ao norte de Salvador, entre a capital e o município de Arembepe. A curva de variação do nível médio relativo do mar, referente à parte terminal da transgressão holocênica para setor entre Salvador e Arembepe, foi delineada a partir de 66 datações de testemunhos deste trecho da costa (figura 15, página 126). Este trecho da costa baiana é considerado homogêneo em relação a qualquer fenômeno de levantamento ou abaixamento, bem como quanto a deformações do geóide que possam ter ocorrido durante o Quaternário (MARTIN *et. al.*, *op. cit.*).

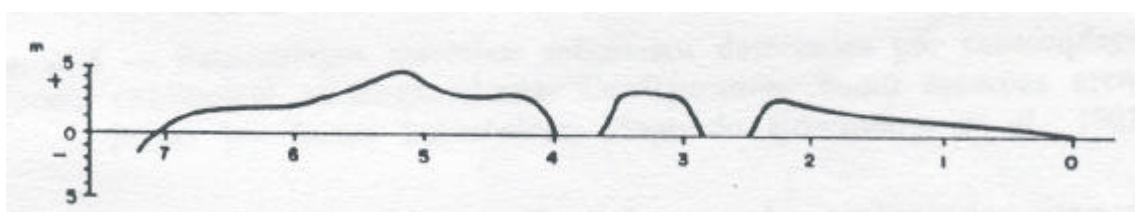


Figura 15: Curva de variação do nível relativo do mar no setor no setor situado ao norte de Salvador, entre a capital e o município de Arembepe durante os últimos 7.000 anos. Os valores da abscissa multiplicados por 1.000 representam as idades.

Fonte: MENDES (1984).

A partir das informações que permitiram delinear a curva do trecho com cerca de 60 km de extensão entre Salvador e Arembepe, SUGUIO *et. al.* (1985:

275) descrevem uma sequência da variação do nível médio relativo do mar na costa da Bahia, durante os últimos 7.000 anos:

- a) o zero (nível médio atual do mar) foi ultrapassado pela primeira vez no Holoceno há cerca de 7.000 anos;*
- b) há aproximadamente 5.100 anos passados o nível relativo do mar passou pelo primeiro máximo situado 4,8 (+ ou - 0,5) m acima do atual;*
- c) após este máximo, ocorreu uma rápida regressão até cerca de 4.900 anos A.P. e novamente acelerada até cerca de 3.900 anos A.P.. Nesta época, o nível relativo do mar passou por um mínimo que se situava provavelmente pouco abaixo do atual;*
- d) entre 3.900 anos A.P., ocorreu uma transgressão rápida e, em torno de 3.600 anos A.P., o nível relativo do mar passou por um segundo máximo situado 3,5 (+ ou - 0,5) m acima do nível atual;*
- e) entre 3.600 e 3.000 anos A.P., o nível relativo do mar desceu lenta e regularmente. Após 3.000 anos A.P. o abaixamento tornou-se rápido e, em torno de 2.800 anos A.P., o nível relativo do mar deveria situar-se levemente abaixo do atual;*
- f) entre 2.700 e 2.500 A.P. o nível relativo do mar elevou-se muito rapidamente e, em torno de 2.500 anos A.P., ele passou por um terceiro máximo situado 2,5 (+ ou - 0,5) m acima do atual;*
- g) após 2.500 anos A.P. o nível relativo do mar sofreu um abaixamento regular até atingir a posição atual.*

MARTIN *et. al.* (1980) afirmam que em torno de 1.000 anos A.P., o nível relativo do mar, neste trecho da costa baiana, se situava ainda a 1 metro acima do nível atual.

Os terraços marinhos rochosos identificados nas praias do Jeribucassu, da Engenhoca e do Havaizinho em Itacaré estão sendo dissecados pelo mar, fato que sugere uma atual fase erosiva provocada talvez por elevação recente do nível marinho. WILLWOCK (1994) faz considerações sobre processos recentes de recuo da linha de costa no Brasil, associados à transferência de sedimentos das praias para a plataforma continental ou por erosão. Por meio destas considerações, o autor confirma as suposições de Suguio e Martin (1987) citados por ele, que apesar das planícies costeiras do Brasil terem sido costas em avanço nos últimos milênios, elas tem se comportado como costas em recuo, associadas a processos de submersão e ou erosão, nos últimos séculos.



***Fotografia 24:** Terraço marinho, de seixos e blocos rochosos, posicionado sobre parte do costão esquerdo da praia do Havaizinho, cerca de 1,5 metros acima do nível do mar atual. Ponto de observação 99. Fotografia: Paulo Fernando Meliani, julho de 2001.*

5.2.4 Campos de dunas

A descida do nível relativo do mar, subsequente ao máximo transgressivo de 5.000 anos antes do presente, não foi responsável apenas pela formação de terraços marinhos na costa sul de Itacaré. Junto às praias da Engenhoca e do Jeribucassu, ocorrem campos de dunas fixas por vegetação herbácea com palmeiras (coco-da-bahia), originados de prováveis níveis relativos do mar mais baixos durante o Holoceno.

Junto à praia da Engenhoca, o campo de dunas alcança os dez metros de altura e apresenta-se alongado para noroeste, fato que sugere a direção sudeste do vento formador. Já junto à praia do Jeribucassu, o campo de dunas é maior que o da Engenhoca, muito provavelmente, em função da menor magnitude do relevo adjacente, que permitiu uma formação amplamente distribuída.

Segundo DERRUAU (1958), a formação de dunas se explica por uma alimentação de areias, a partir da praia, e pela presença de fortes ventos que as carregam até que um obstáculo condicione uma acumulação. A formação das

dunas, junto às praias do Jeribucassu e da Engenhoca, está provavelmente associada a uma época em que o nível do mar se encontrava mais baixo que o atual, com praias mais extensas que disponibilizaram areia ao transporte eólico.

Atualmente as dunas vêm sofrendo ataque das ondas que dissecam sua face voltada para o mar, sugerindo do mesmo modo que a dissecação dos terraços, uma atual elevação do nível relativo do mar nesta parte da costa de Itacaré. Na praia do Jeribucassu, a erosão flúvio-marinha disseca uma parte da duna, revelando sua posição estratigráfica a cavaleiro de um terraço marinho de blocos posicionado, como na praia da Engenhoca, cerca de 1, 50 metros acima do nível do mar atual (fotografia 25, página 129).

A posição estratigráfica indica que as dunas são mais jovens que os terraços marinhos, que provavelmente se formaram nos intervalos em que o mar na costa da Bahia atingia os menores níveis, em 3.900 e em 2.800 anos A.P.. As dunas devem ter sido formadas depois de 2.500 anos A.P., que é o momento considerado por MARTIN *et. al.* (1980) e por SUGUIO *et. al.* (1985), como aquele em que o nível médio relativo do mar passou gradativamente para o nível atual na costa da Bahia.

Se levarmos em conta as considerações de VILLWOCK (1994), as quais sugerem uma recente elevação do nível do mar ao longo da costa atlântica da América do Sul, podemos supor que a dissecação marinha que as dunas vem sofrendo atualmente corrobora com esta sugestão, já que indica um atual avanço do mar contra as dunas.



Fotografia 25: Duna posicionada sobre terraço marinho de blocos na praia do Jeribucassu. Ponto de observação 126. Fotografia: Paulo Fernando Meliani, julho de 2001.

A atual ação erosiva das ondas na base das dunas da Engenhoca dá origem a uma falésia na face do campo voltada para o mar. O ataque das ondas durante as marés altas e tempestades provoca um solapamento na base das dunas, que causa posterior desmoronamento da parte cimeira. Deste modo, a cobertura vegetal herbácea com palmeiras, que fixa as dunas, tem perdido seu substrato junto à face erodida pelo mar, desmoronando junto com o material dunar ou mantendo-se “pendurada” a ele, testemunhando assim a atual ação erosiva do mar (fotografia 26, página 130).



Fotografia 26: Falésia esculpida em campo de dunas junto à praia da Engenhoca. Ponto de observação 100. Fotografia: Paulo Fernando Meliani, julho de 2002.

A falésia da face leste das dunas da Engenhoca revela as estruturas primárias do depósito e as diferenças na evolução pedogenética que atinge as formações superficiais. As estruturas primárias que formam o depósito eólico dali são paralelas e inclinadas para S-SE, indicando esta como a direção do vento formador. As formações superficiais são constituídas essencialmente por areias finas predominantemente quartzosas e bem selecionadas, que apresentam coloração variando do branco ao ocre devido à evolução pedogenética (quadro 08, abaixo).

<i>Profundidade (cm)</i>	<i>Areia mais grosseira</i>	<i>Areia grosseira</i>	<i>Areia média</i>	<i>Areia fina</i>	<i>Areia muito fina</i>	<i>Total de areia</i>	<i>Silte</i>	<i>Argila</i>
<i>150-300</i>	<i>0,15%</i>	<i>0,64%</i>	<i>8,09%</i>	<i>44,52%</i>	<i>15,99%</i>	<i>69,39%</i>	<i>8,62%</i>	<i>21,99%</i>
<i>300-400</i>	<i>2,48%</i>	<i>1,67%</i>	<i>9,15%</i>	<i>24,23%</i>	<i>9,26%</i>	<i>46,79%</i>	<i>18,83%</i>	<i>34,38%</i>

Quadro 08: Distribuição granulométrica percentual de amostras de formações superficiais do campo de dunas junto à praia da Engenhoca (ponto de observação 100).

As dunas da praia da Engenhoca apresentam na base uma camada argilosa associada a sedimentos fluviais depositados pelo rio Burundanga, em

uma época em que a seção final do rio passava por onde hoje estão as dunas. A base das dunas pode estar relacionada a um antigo estuário do rio Burundanga, pois a natureza desta camada basal é argilo-arenosa com seixos rolados, sendo comum a presença de concreções de ferro (?) em forma de pequenos tubos centimétricos.

Outra particularidade é a ocorrência localizada em apenas uma seção do campo de dunas junto à praia da Engenhoca, de uma evolução pedogenética tipo podzol que difere bastante do material pedogeneizado dominante da duna. Nesta seção, são perceptíveis em campo quatro camadas com características de cor e textura diferentes. Uma camada arenosa de cor branca está posicionada sobre camada arenosa escurecida, que por sua vez recobre uma camada argilosa de cor amarela a muito branca na base (fotografia 27, abaixo).



***Fotografia 27:** Seção da face dissecada do campo de dunas da praia da Engenhoca onde ocorre uma impregnação tipo podzol por sobre material arenoso (intermediário) e argiloso (base). Ponto de observação 100. Fotografia: Paulo Fernando Meliani, julho de 2002.*

Mapa 05: *Mapa geomorfológico das bacias dos rios Jeribucassu, Burundanga e costeiros adjacentes, Itacaré, Bahia*

5.2.2 Planície de maré

A seção terminal do rio Jeribucassu, freqüentemente inundada por águas fluviais e marinhas, exhibe uma planície de maré recoberta sedimentos arenosos. Formando solos hidromórficos em superfície, a planície de maré do Jeribucassu comporta uma exuberante vegetação de manguezal que foi chave à sua fotointerpretação. Representada no mapa geológico que acompanha esta dissertação como depósito flúvio-marinho, esta planície de maré estende-se por 1.300 metros ao longo do rio Jeribucassu, possuindo uma largura variável entre 80 e 260 metros.

Esta planície ocupa o fundo côncavo de vale no baixo curso do rio Jeribucassu, sendo limitada tanto ao norte quanto ao sul por encostas de outeiros. Na seção inundada pelas marés, o rio Jeribucassu recebe as águas de quatro afluentes, sendo o mais importante deles o córrego Duas Irmãs, já bem próximo à saída para o mar. Antes de desaguar no rio Jeribucassu, o córrego Duas Irmãs corta uma antiga planície de maré que apresenta um desnível de aproximadamente 1,5 metro acima da planície atual, testemunhando pretéritas ações marinhas e fluviais na desembocadura destes cursos d'água (ponto de observação 44).

Na planície de maré que ocorre na seção terminal do rio Jeribucassu, bem como na antiga planície de maré cortada pelo córrego Duas Irmãs, a formação superficial é arenosa, profunda e com alto teor de matéria orgânica advinda da cobertura vegetal de manguezal. Uma sondagem por trado na antiga planície de maré (ponto de observação 44) permitiu a identificação de uma formação superficial com espessura superior a 1,20 metro, composta predominantemente por areia de origem marinha, de cor relativamente escura devido à presença de matéria orgânica. A seção final do rio Burundanga, junto à praia da Engenhoca, também recebe influência das marés, mas não apresenta uma planície com expressão espacial passível de mapeamento em escala 1: 25.000 (fotografia 23, página 124).



Fotografia 23: Desembocadura do rio Burundanga, praia da Engenhoca. Fotografia: Paulo Fernando Meliani, julho de 2002.

5.2.3 Praias e terraços marinhos

O contato do embasamento cristalino com o mar limita a formação de depósitos marinhos na costa sul de Itacaré, já que os afloramentos de rocha são dominantes sob a forma de costões e promontórios. Situadas nas reentrâncias de promontórios e costões rochosos junto à desembocadura dos rios e riachos das bacias estudadas, as praias do Jeribucassu, da Engenhoca e do Havaizinho são constituídas de areias, seixos e blocos arredondados.

Apresentando a forma de arcos abertos para o oceano, na direção E-SE, as praias estendem-se entre os costões rochosos em faixas arenosas que atingem no máximo algumas centenas de metros. As faixas arenosas das praias são basicamente formadas por quartzo, mas é recorrente a presença de minerais escuros recobrando finamente a faixa de areia.

A energia das ondas neste trecho da costa provoca erosão do embasamento cristalino, retirando dele fragmentos de rocha que são arredondados, alisados e depositados nas praias ou mesmo em costões menos íngremes. Há recorrência de depósitos de blocos rochosos no canto norte das

praias, provavelmente associada ao regime de ondas na costa de Itacaré, que apresentam maior competência durante as tempestades subpolares vindas de S-SE.

Nas três praias ocorrem ainda terraços marinhos de blocos rochosos embalados em areia, que estão posicionados entre 1,0 e 1,5 metro acima do nível atual do mar, testemunham pretéritos níveis marinhos mais elevados. Dissecados pela erosão marinha e fluvial, os terraços são constituídos por seixos e blocos de rocha cimentados por uma matriz arenosa enegrecida. Apesar do endurecimento e da cor da matriz arenosa, os seixos não estão decompostos, fato que sugere a ocorrência de processos de alteração e litificação embrionários, provavelmente holocênicos.

A curva do nível relativo do mar durante os últimos 7.000 anos da costa entre Itacaré e Ilhéus, apresentada por SUGUIO *et. al.* (1985), apresenta três fases de ascensão por dois intervalos de mínimos. Os autores “*evidenciaram no setor a presença de três terraços arenosos testemunhando a existência de três períodos de níveis marinhos altos, situados respectivamente, entre 5 e 4, 4 e 3, 3 e 2 metros acima do nível atual*” (p.276). Segundo SUGUIO *et. al.* (*op. cit.*), apesar do número de reconstruções de antigas posições do nível relativo do mar, no trecho Itacaré-Ilhéus, ser insuficiente para se delinear uma curva completa, as reconstruções obtidas não apresentam qualquer desvio em relação à curva de Salvador.

Os estudos sobre o período Quaternário costeiro da Bahia apresentados por MARTIN *et. al.* (1980), tem como base datações obtidas no setor situado ao norte de Salvador, entre a capital e o município de Arembepe. A curva de variação do nível médio relativo do mar, referente à parte terminal da transgressão holocênica para setor entre Salvador e Arembepe, foi delineada a partir de 66 datações de testemunhos deste trecho da costa (figura 15, página 126). Este trecho da costa baiana é considerado homogêneo em relação a qualquer fenômeno de levantamento ou abaixamento, bem como quanto a deformações do geóide que possam ter ocorrido durante o Quaternário (MARTIN *et. al.*, *op. cit.*).

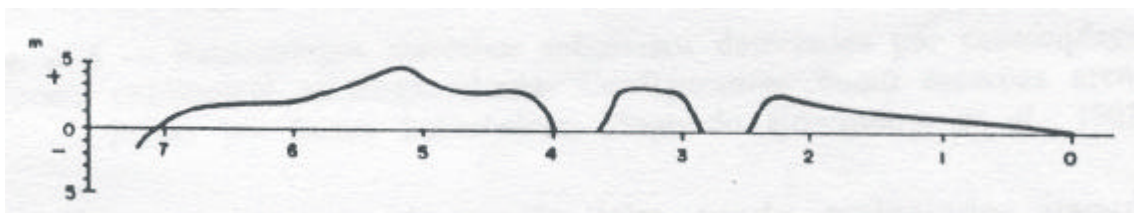


Figura 15: Curva de variação do nível relativo do mar no setor situado ao norte de Salvador, entre a capital e o município de Arembepe durante os últimos 7.000 anos. Os valores da abscissa multiplicados por 1.000 representam as idades.

Fonte: MENDES (1984).

A partir das informações que permitiram delinear a curva do trecho com cerca de 60 km de extensão entre Salvador e Arembepe, SUGUIO *et. al.* (1985: 275) descrevem uma seqüência da variação do nível médio relativo do mar na costa da Bahia, durante os últimos 7.000 anos:

- a) o zero (nível médio atual do mar) foi ultrapassado pela primeira vez no Holoceno há cerca de 7.000 anos;
- b) há aproximadamente 5.100 anos passados o nível relativo do mar passou pelo primeiro máximo situado 4,8 (+ ou - 0,5) m acima do atual;
- c) após este máximo, ocorreu uma rápida regressão até cerca de 4.900 anos A.P. e novamente acelerada até cerca de 3.900 anos A.P.. Nesta época, o nível relativo do mar passou por um mínimo que se situava provavelmente pouco abaixo do atual;
- d) entre 3.900 anos A.P., ocorreu uma transgressão rápida e, em torno de 3.600 anos A.P., o nível relativo do mar passou por um segundo máximo situado 3,5 (+ ou - 0,5) m acima do nível atual;
- e) entre 3.600 e 3.000 anos A.P., o nível relativo do mar desceu lenta e regularmente. Após 3.000 anos A.P. o abaixamento tornou-se rápido e, em torno de 2.800 anos A.P., o nível relativo do mar deveria situar-se levemente abaixo do atual;
- f) entre 2.700 e 2.500 A.P. o nível relativo do mar elevou-se muito rapidamente e, em torno de 2.500 anos A.P., ele passou por um terceiro máximo situado 2,5 (+ ou - 0,5) m acima do atual;
- g) após 2.500 anos A.P. o nível relativo do mar sofreu um abaixamento regular até atingir a posição atual.

MARTIN *et. al.* (1980) afirmam que em torno de 1.000 anos A.P., o nível relativo do mar, neste trecho da costa baiana, se situava ainda a 1 metro acima do nível atual.

Os terraços marinhos rochosos identificados nas praias do Jeribucassu, da Engenhoca e do Havaizinho em Itacaré estão sendo dissecados pelo mar, fato que sugere uma atual fase erosiva provocada talvez por elevação recente do nível marinho. WILLWOCK (1994) faz considerações sobre processos recentes de recuo da linha de costa no Brasil, associados à transferência de sedimentos das praias para a plataforma continental ou por erosão. Por meio destas considerações, o autor confirma as suposições de Suguio e Martin (1987) citados por ele, que apesar das planícies costeiras do Brasil terem sido costas em avanço nos últimos milênios, elas tem se comportado como costas em recuo, associadas a processos de submersão e ou erosão, nos últimos séculos.



***Fotografia 24:** Terraço marinho, de seixos e blocos rochosos, posicionado sobre parte do costão esquerdo da praia do Havaizinho, cerca de 1,5 metros acima do nível do mar atual. Ponto de observação 99. Fotografia: Paulo Fernando Meliani, julho de 2001.*

5.2.4 Campos de dunas

A descida do nível relativo do mar, subsequente ao máximo transgressivo de 5.000 anos antes do presente, não foi responsável apenas pela formação de terraços marinhos na costa sul de Itacaré. Junto às praias da

Engenhoca e do Jeribucassu, ocorrem campos de dunas fixas por vegetação herbácea com palmeiras (coco-da-bahia), originados de prováveis níveis relativos do mar mais baixos durante o Holoceno.

Junto à praia da Engenhoca, o campo de dunas alcança os dez metros de altura e apresenta-se alongado para noroeste, fato que sugere a direção sudeste do vento formador. Já junto à praia do Jeribucassu, o campo de dunas é maior que o da Engenhoca, muito provavelmente, em função da menor magnitude do relevo adjacente, que permitiu uma formação amplamente distribuída.

Segundo DERRUAU (1958), a formação de dunas se explica por uma alimentação de areias, a partir da praia, e pela presença de fortes ventos que as carregam até que um obstáculo condicione uma acumulação. A formação das dunas, junto às praias do Jeribucassu e da Engenhoca, está provavelmente associada a uma época em que o nível do mar se encontrava mais baixo que o atual, com praias mais extensas que disponibilizaram areia ao transporte eólico.

Atualmente as dunas vêm sofrendo ataque das ondas que dissecam sua face voltada para o mar, sugerindo do mesmo modo que a dissecação dos terraços, uma atual elevação do nível relativo do mar nesta parte da costa de Itacaré. Na praia do Jeribucassu, a erosão flúvio-marinha disseca uma parte da duna, revelando sua posição estratigráfica a cavaleiro de um terraço marinho de blocos posicionado, como na praia da Engenhoca, cerca de 1, 50 metros acima do nível do mar atual (fotografia 25, página 129).

A posição estratigráfica indica que as dunas são mais jovens que os terraços marinhos, que provavelmente se formaram nos intervalos em que o mar na costa da Bahia atingia os menores níveis, em 3.900 e em 2.800 anos A.P.. As dunas devem ter sido formadas depois de 2.500 anos A.P., que é o momento considerado por MARTIN *et. al.* (1980) e por SUGUIO *et. al.* (1985), como aquele em que o nível médio relativo do mar passou gradativamente para o nível atual na costa da Bahia.

Se levarmos em conta as considerações de VILLWOCK (1994), as quais sugerem uma recente elevação do nível do mar ao longo da costa atlântica da América do Sul, podemos supor que a dissecação marinha que as dunas vem

sofrendo atualmente corrobora com esta sugestão, já que indica um atual avanço do mar contra as dunas.



Fotografia 25: Duna posicionada sobre terraço marinho de blocos na praia do Jeribucassu. Ponto de observação 126. Fotografia: Paulo Fernando Meliani, julho de 2001.

A atual ação erosiva das ondas na base das dunas da Engenhoca dá origem a uma falésia na face do campo voltada para o mar. O ataque das ondas durante as marés altas e tempestades provoca um solapamento na base das dunas, que causa posterior desmoronamento da parte cimeira. Deste modo, a cobertura vegetal herbácea com palmeiras, que fixa as dunas, tem perdido seu substrato junto à face erodida pelo mar, desmoronando junto com o material dunar ou mantendo-se “pendurada” a ele, testemunhando assim a atual ação erosiva do mar (fotografia 26, página 130).



Fotografia 26: Falésia esculpida em campo de dunas junto à praia da Engenhoca. Ponto de observação 100. Fotografia: Paulo Fernando Meliani, julho de 2002.

A falésia da face leste das dunas da Engenhoca revela as estruturas primárias do depósito e as diferenças na evolução pedogenética que atinge as formações superficiais. As estruturas primárias que formam o depósito eólico dali são paralelas e inclinadas para S-SE, indicando esta como a direção do vento formador. As formações superficiais são constituídas essencialmente por areias finas predominantemente quartzosas e bem selecionadas, que apresentam coloração variando do branco ao ocre devido à evolução pedogenética (quadro 08, abaixo).

<i>Profundidade (cm)</i>	<i>Areia mais grosseira</i>	<i>Areia grosseira</i>	<i>Areia média</i>	<i>Areia fina</i>	<i>Areia muito fina</i>	<i>Total de areia</i>	<i>Silte</i>	<i>Argila</i>
<i>150-300</i>	<i>0,15%</i>	<i>0,64%</i>	<i>8,09%</i>	<i>44,52%</i>	<i>15,99%</i>	<i>69,39%</i>	<i>8,62%</i>	<i>21,99%</i>
<i>300-400</i>	<i>2,48%</i>	<i>1,67%</i>	<i>9,15%</i>	<i>24,23%</i>	<i>9,26%</i>	<i>46,79%</i>	<i>18,83%</i>	<i>34,38%</i>

Quadro 08: Distribuição granulométrica percentual de amostras de formações superficiais do campo de dunas junto à praia da Engenhoca (ponto de observação 100).

As dunas da praia da Engenhoca apresentam na base uma camada argilosa associada a sedimentos fluviais depositados pelo rio Burundanga, em

uma época em que a seção final do rio passava por onde hoje estão as dunas. A base das dunas pode estar relacionada a um antigo estuário do rio Burundanga, pois a natureza desta camada basal é argilo-arenosa com seixos rolados, sendo comum a presença de concreções de ferro (?) em forma de pequenos tubos centimétricos.

Outra particularidade é a ocorrência localizada em apenas uma seção do campo de dunas junto à praia da Engenhoca, de uma evolução pedogenética tipo podzol que difere bastante do material pedogeneizado dominante da duna. Nesta seção, são perceptíveis em campo quatro camadas com características de cor e textura diferentes. Uma camada arenosa de cor branca está posicionada sobre camada arenosa escurecida, que por sua vez recobre uma camada argilosa de cor amarela a muito branca na base (fotografia 27, abaixo).



***Fotografia 27:** Seção da face dissecada do campo de dunas da praia da Engenhoca onde ocorre uma impregnação tipo podzol por sobre material arenoso (intermediário) e argiloso (base). Ponto de observação 100. Fotografia: Paulo Fernando Meliani, julho de 2002.*

Mapa 05: *Mapa geomorfológico das bacias dos rios Jeribucassu, Burundanga e costeiros adjacentes, Itacaré, Bahia*

6. CONSIDERAÇÕES SOBRE A GEOMORFOGÊNESE

Situadas em uma superfície de exposição pré-cambriana, as bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga, em Itacaré, ocupam parte do Cinturão Móvel Costeiro Atlântico, uma unidade geotectônica pertencente ao Cráton do São Francisco. Segundo ARCANJO (1997), esse cinturão móvel tem idade de 2,7 bilhões de anos (Ciclo Jequié), tendo sido amplamente rejuvenescido a 2,0 bilhões de anos (Ciclo Transamazônico).

A superfície exposta do embasamento cristalino nas bacias é de aproximadamente 32,95 km², ou seja, 89,31% de toda área de estudo (36,89 km²), e está configurada no relevo por um domínio de maciços antigos pertencentes a um planalto cristalino. Segundo NUNES, RAMOS e DILLINGER (1981), a porção sul do município de Itacaré pertence à região geomorfológica do “Planalto Cristalino Rebaixado”, que compreende relevos de altitude média entre 100 e 200 metros, instalados sobre a dorsal ocidental da Fossa do Recôncavo.

A perturbada estrutura do embasamento cristalino das bacias configura-se por antigas elevações corroídas e transformadas em massas de rochas metamórficas granulitizadas e milonitizadas, provavelmente pertencentes ao Complexo de São José. Segundo ARCANJO (*op. cit.*), as rochas deste complexo metamórfico exibem feições marcantes em fotografias aéreas, assinaladas pela alternância de bandas, com persistente continuidade longitudinal que se destaca no relevo pela ocorrência de cristas e vales.

Segundo VeS ENGENHEIROS CONSULTORES (1996A), a faixa costeira sul de Itacaré apresenta influências estruturais associadas aos mesmos sistemas de falhamentos e fraturamentos ocorrentes nos municípios de Ilhéus e Itabuna. Na região de Ilhéus, Tricart (1959) *apud* MOREIRA (1965), assinalou indícios de uma tectônica de flexura falhada que teria afetado a plataforma continental e as terras emersas, sendo os afloramentos do cristalino correspondentes as ondulações transversais do escudo. AB’SÁBER (1998) afirma que no Cretáceo Superior, a fachada atlântica do Nordeste brasileiro recebeu um complicado

sistema de falhamentos e flexuras, responsável pelas fossas tectônicas que permeiam toda a plataforma continental e parte da retroterra costeira.

Segundo GUERRA e GUERRA (1997), uma tectônica de flexura provoca adelgaçamento das rochas por ocasião de um dobramento, apresentando um aspecto topográfico em desnível sem ruptura, que preserva a continuidade estrutural devido à plasticidade das rochas. Tal continuidade pode estar manifesta no relevo regional, como no caso dos metagabro-noritos do Complexo São José que tem como característica a formação de vales contínuos, variando entre 200 e 300 metros de largura por vários quilômetros de comprimento (ARCANJO, 1997).

Atualmente submetido a um clima tropical úmido, o conjunto estrutural constituído de rochas metamórficas do sul da Bahia é afetado por processos morfoclimáticos, que promovem uma evolução do relevo para uma paisagem típica de “mar de morros”. As bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga apresentam uma sucessão de morros cristalinos e outeiros cristalinos e cristalino-sedimentares, estes últimos inumados por coberturas sedimentares correlacionáveis à terciária Formação Barreiras.

NUNES, RAMOS e DILLINGER (1981) consideram a deposição dos sedimentos Barreiras como o fato culminante dos níveis de dissecação e aplainamento ocorridos no Terciário, entre o Mioceno e o Plioceno. Segundo os autores, estes níveis de dissecação são posteriores a mais vasta superfície de aplainamento reconhecida na região oriental do Brasil, ocorrida entre o Eoceno e o Oligoceno, após a fase de sedimentação das fossas tectônicas cretácicas.

Apesar de polêmicas por serem tratadas em uma área da geomorfologia clássica de raízes davisianas, as superfícies de aplainamento têm sido levadas em consideração nos estudos sobre a evolução do relevo. Segundo AB'SÁBER (1998), esta temática foi inteiramente revista e fortalecida conceitualmente durante a segunda metade do século 20, notadamente quanto à percepção da potencialidade dos processos erosivos ao sabor de mudanças climáticas e ecológicas radicais.

KING (1967) fez um estudo sobre o desenvolvimento das atuais paisagens do leste brasileiro, relacionando-as a ciclos de denudação iniciados no Mesozóico e continuados até o Quaternário, denominando-os: “Gondwana e Pós-Gondwana, Sul-Americano, Velhas e Paraguaçu” (figura 16, abaixo). CAVALCANTI (1994) sugere que o centro-leste do estado da Bahia faz parte da Superfície Sul-Americana, produzida pelo ciclo de denudação ocorrido entre o Cretáceo Superior e o Terciário Inferior.

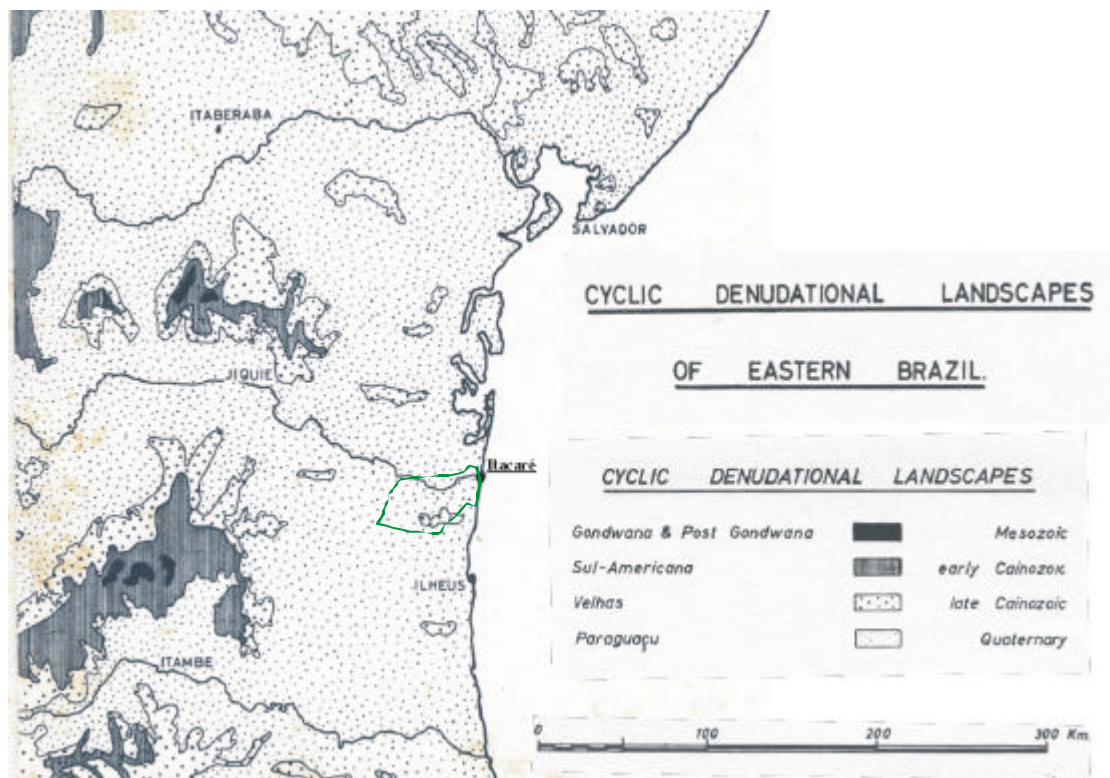


Figura 16: Distribuição das superfícies cíclicas de denudação de parte do leste do Brasil segundo KING (1967).

Fonte: Adaptado de KING (1967).

Segundo Braun (1971) *apud* CAVACALCANTI (*op. cit.*), foi antes do término deste ciclo de denudação Sul-Americano que se iniciou, no fim do Oligoceno, a cerca de 20 milhões de anos atrás, o soerguimento do continente que favoreceu a sedimentação Barreiras. LIMA (2000) afirma que King (1956) relaciona a deposição da Formação Barreiras ao ciclo de denudação Velhas

ocorrido no Terciário Superior, e que estas coberturas sofreram esforços tectônicos que as inclinaram para E-SE no final do Terciário ou no Pleistoceno.

QUEIROZ NETO (1983) acredita que durante o Terciário, os períodos de clima seco foram prolongados e severos, intercalados por fases de climas mais úmidos. Segundo o autor, *“Pensa-se que a passagem para o (clima) mais seco tenha ocorrido com aumento progressivo da importância da estação seca, da mesma forma que, no caso inverso, houve diminuição progressiva, resultando uma provável justaposição de formas”* (p. 32). Os depósitos da Formação Barreiras testemunham predominância de processos areolares sob condições de aridez mais acentuada, que levaram a formação de superfícies aplainadas.

As coberturas sedimentares (Formação Barreiras?) identificadas nas bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga relacionam-se a uma fase de pediplanação, que gerou superfícies de aplainamento no topo dos outeiros, provavelmente no Plioceno, a 5 milhões de anos antes do presente. O soerguimento do continente, nesta época, intensificou os processos de escoamento torrencial, responsáveis pela sedimentação de leques coalescentes de argilas e areias por sobre o embasamento cristalino, junto ao litoral.

Após o nivelamento topográfico por inumação de sedimentos grosseiros, a cobertura foi inumada ainda por materiais pedogeneizados, como parecem ser as camadas observadas nos cortes de estrada dos pontos de observação 03, 111 e 112. Apresentando fácies muito heterogênea quanto à cor, textura e espessura, as camadas dos perfis observados representam escoamentos temporários com sucessivas fases de preenchimentos de paleovales, indicando um clima sujeito a variações pluviométricas sazonais.

Segundo NUNES, RAMOS e DILLINGER (1981), o clima úmido que se estabeleceu no Pleistoceno, após a deposição da Formação Barreiras, favoreceu o desenvolvimento de uma cobertura vegetal densa e a atuação de componentes verticais, ocasionando alteração das rochas e conseqüente aumento da espessura dos regolitos. No Plio-Pleistoceno, a cerca de 2 milhões de anos, sob condições climáticas mais úmidas, ocorre uma retomada dos processos de

alteração das rochas que afetaram, inclusive, as coberturas sedimentares, dando origem às atuais formações superficiais encontradas nas bacias estudadas.

Os latossolos, que se desenvolveram sobre as coberturas sedimentares, traduzem condições climáticas de umidade mais constante que, associada a tipos particulares de vegetação e evolução, os fizeram evoluir para solos podzóis gigantes. Já as couraças encontradas na base dos recobrimentos sedimentares arenosos, na interface com o embasamento cristalino, teriam se formado posteriormente, sob um clima de estações secas e úmidas alternadas.

A formação de couraças depende de uma estação com umidade suficiente para provocar a decomposição das rochas e liberar o ferro, bem como de uma estação seca que imobilize este processo. Segundo NUNES, RAMOS e DILLINGER (1981), *“os solos formados sobre os colúviões situados no topo são atribuídos a uma fase de latossolização que perdurou no início do Pleistoceno e que foi também responsável pela formação de couraças nas bordas dos tabuleiros”* (p. 234).

Durante o Quaternário, o clima foi predominantemente úmido, intercalado com fases secas de intensidade decrescente, porém sem que se possa definir o grau de aridez que atingiram (QUEIROZ NETO, 1983). A maior umidade quaternária ativou os processos de dissecação, fundamentalmente o escoamento fluvial que deu origem à formação dos vales e a organização das redes hidrográficas.

Enquanto os períodos úmidos quaternários trouxeram condições para a alteração das rochas e para o aprofundamento das incisões fluviais, os períodos secos foram responsáveis pelos processos erosivos de degradação das formas de relevo. Segundo AB'SÁBER (1998), entre 23.000 e 12.700 anos A.P. o nível do mar baixou muito, atingindo um descenso aproximado de – 100 metros, obrigando os rios costeiros a descerem para um novo nível de base, e iniciarem uma notável erosão regressiva até o encontro de rochas muito resistentes da retroterra do Brasil atlântico.

A distribuição atual das coberturas sedimentares (Formação Barreiras?) nas bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga, localizadas somente no topo de alguns outeiros, sugere retomadas da erosão durante o Quaternário, que teriam

dissecado o relevo, inclusive o de estrutura cristalina. Os interflúvios das bacias configuram atualmente uma paisagem típica de “mar de morros”, predominantemente mamelonadas por ação climática.

As áreas florestadas, como as atualmente situadas nas elevações da Serra do Capitão na bacia do rio Jeribucassu, e as espessas alterações argilosas que as mantém, são indícios de que, durante o Holoceno, as condições climáticas reinantes não foram muito diferentes das atuais. A pedogênese mais acentuada que a morfogênese e a manutenção da cobertura vegetal original resultam na manutenção “equilibrada” das atuais formas convexas dos interflúvios das bacias estudadas.

Estando as encostas em equilíbrio com a cobertura vegetal, a ação acelerada de movimentos de massa fica restrita às áreas de maior declividade. O desmatamento de encostas pode incrementar os processos erosivos, aumentando a susceptibilidade aos movimentos de massa e a conseqüente degradação dos solos. Segundo TRICART (1976), *“uma cobertura vegetal suficientemente espessa pode manter os declives muito acentuados em uma relativa estabilidade, como os flancos das meias-laranjas do relevo cristalino tropical úmido”* (p. 21).

A manutenção equilibrada das formas de relevo no meio tropical, como em Itacaré, depende da preservação da vegetação ciliar dos cursos d’água, da organização agrícola do uso das encostas, da conservação das florestas existentes e do reflorestamento de terrenos inadequados à ocupação humana. As práticas de preservação, conservação e recuperação da natureza dependem da participação voluntária da população que ocupa a superfície das bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDALLA, Sandra Lúcia Ferreira. *A morfometria como técnica auxiliar na avaliação dos recursos hídricos*. **Anais do 2º Encontro Nacional de Estudos sobre Meio Ambiente – Volume 1: Comunicações**. Florianópolis, SC: UFSC, 1989. pp. 393-401.
- AB'SÁBER, Aziz Nacib. *O relevo brasileiro e seus problemas*. **Brasil: a terra e o homem. Volume I – As bases físicas**. AZEVEDO, Aroldo de (ORG). São Paulo, SP: Companhia Editora Nacional, 1964. pp. 135-217.
- _____. *Megageomorfologia do território brasileiro*. **Geomorfologia do Brasil**. CUNHA, S.B.da; GUERRA, A.J.T. (orgs). Rio de Janeiro, RJ: Bertrand-Brasil, 1998. pp. 71-105.
- ARCANJO, João Batista Alves. *Geologia Regional*. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Itabuna. Folha SD.24-Y-B-VI. Estado da Bahia**. Organizado por João Alves Arcanjo – Escala 1: 100.000. Brasília: CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais), 1997. pp. 19-31.
- _____. _____. *Geologia Estrutural*. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Itabuna. Folha SD.24-Y-B-VI. Estado da Bahia**. Organizado por João Alves Arcanjo – Escala 1: 100.000. Brasília: CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais), 1997. pp. 111-115.
- BANDEIRA, Ariadna da Silva; LAGE, Creuza Santos. *A política do turismo na Bahia e a apropriação do espaço litorâneo – exemplo de Itacaré*. **Programas e resumos do XII Encontro Nacional de Geógrafos**. Florianópolis, Santa Catarina: Associação dos Geógrafos Brasileiros (AGB), julho de 2000. p. 146.
- BARBOSA, Johildo Salomão Figueirêdo. *Principais geobarômetros utilizados em granulitos: análise dos resultados de um exemplo do sul da Bahia – Brasil*. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, SP: Sociedade Brasileira de Geologia. Volume 18, número 02, junho de 1988. pp. 162-169.
- _____. *Química mineral utilizada na identificação das fácies metamórficas da região granulítica do sul da Bahia, Brasil*. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, SP: Sociedade Brasileira de Geologia. Volume 19, número 03, setembro de 1989. pp. 350-366.
- BELTRAME, Angela da Veiga. **Diagnóstico do meio físico de bacias hidrográficas – modelo e aplicação**. SC, Florianópolis: Editora da UFSC, 1994.

- BIGARELLA, João José; BECKER, Rosemari Dora; SANTOS, Gilberto Friedenreich dos. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. Volume I – Fundamentos Geológico-Geográficos, Alteração Química e Física das rochas, Relevo Cárstico e Dômico.** SC, Florianópolis: Editora da UFSC, 1994. 425 p.
- BIGARELLA, João José; BECKER, Rosemari Dora; PASSOS, Everton. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. Volume II – Intemperismo biológico, Pedogênese, Laterização, Bauxitização e Concentração de bens minerais.** SC, Florianópolis: Editora da UFSC, 1996. 442 p.
- BLOOM, Arthur L. **Superfície da Terra.** São Paulo, SP: Editora Edgard Blücher Ltda, 1970.
- BOTELHO, Rosângela Garrido Machado. *Planejamento ambiental em microbacia hidrográfica. Erosão e conservação dos solos: conceitos, temas e aplicações.* GUERRA, A.J.T.; SOARES DA SILVA, A.; BOTELHO, R.G.M. (orgs.). RJ: Bertrand-Brasil, 1999. pp. 269-300.
- BRANCO, Pércio de Moraes. **Dicionário de Mineralogia.** 2ª ed. Porto Alegre, RS: Editora da Universidade, UFRGS, 1982. 264 p.
- BRASIL. **Sistema Nacional de Unidades de Conservação da Natureza (SNUC).** Lei Federal nº 9.985 de 18 de junho de 2000. Brasília: MMA (Ministério do Meio Ambiente), 2000. 32 p.
- BUENO, Eduardo. **Capitães do Brasil: a saga dos primeiros colonizadores.** Coleção Terra Brasilis; 3. Rio de Janeiro, RJ: Objetiva, 1999. 288 p.
- CAVALCANTI, Márcio Alves. **Estratificação de ambientes, com ênfase no solo, da região de Itacaré – BA.** Dissertação de Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas. Viçosa, Minas Gerais: Universidade Federal de Viçosa, 1994. 73 p.
- COLTRINARI, Lylian. *Um exemplo de carta geomorfológica de detalhe: a Carta do Médio Vale do Rio Parateí, SP (1: 25.000).* **Revista do Departamento de Geografia.** Nº 01. São Paulo, SP: USP, 1982. pp. 55-63.
- CEPLAC. Comissão Executiva do Plano da Lavoura Cacaueira. **Diagnóstico Sócio-econômico da Região Cacaueira – Reconhecimento Climatológico (Volume 4).** Ilhéus, Bahia: CEPLAC/IICA (Instituto Interamericano de Ciências Agrícolas), 1975.

- _____. _____. **Diagnóstico Sócio-econômico da Região Cacaueira – Solos e Aptidão Agrícola.** Ilhéus, Bahia: CEPLAC/IICA (Instituto Interamericano de Ciências Agrícolas), 1976. 179 p.
- _____. _____. **Fotografias aéreas verticais em escala 1: 25.000.** Ilhéus, Bahia: Cruzeiro do Sul, 1965.
- CHRISTOFOLETTI, Antonio. **Geomorfologia.** 2a ed. SP: Edgard Blücher, 1980.
- CRUZ, Olga. **A ilha de Santa Catarina e o continente próximo – Um estudo de geomorfologia costeira.** Florianópolis, SC: Editora da UFSC, 1998. 280 p.
- DDF. Departamento de Desenvolvimento Florestal. **Projeto de criação do Parque Estadual da Serra do Conduru.** Salvador, BA: Secretaria de Agricultura, Irrigação e Reforma Agrária, janeiro de 1997.
- DERRUAU, M. **Précis de Géomorphologie.** Deuxième Édition. Paris, France: Masson Et Cie, Éditeurs, 1958. 395 p.
- _____. **Les formes du relief terrestre – Notions de Géomorphologie.** Paris, France: Masson ET Cie Éditeurs, 1969. 120 p.
- DEWOLF, Y.; JOLY, F. *Formations superficielles et Géodynamique – Application à l'étude d'une zone sahélienne: Oudalan (N. Hte Volta).* **Estudo e cartografia de formações superficiais e suas aplicações em regiões tropicais – Volume I – Comunicações e Debates.** Colóquio Interdisciplinar Franco-Brasileiro. São Paulo, SP: Universidade de São Paulo, 1983. pp. 179-188.
- DUROZOI, Gérard; ROUSSEL, André. **Dicionário de Filosofia.** Campinas, SP: Papirus, 1993. 512 p.
- FERNANDES, Nelson F.; ALMEIDA, Julio Cesar H. *Processos endogenéticos na formação do relevo.* **Geomorfologia – Exercícios, Técnicas e Aplicações.** CUNHA, Sandra Baptista da; GUERRA, Antonio José Teixeira (ORGS). Rio de Janeiro, RJ: Bertrand-Brasil, 1996. pp. 57-101.
- GALVÃO, Marília Veloso; NIMER, Edmon. *Clima.* **Geografia do Brasil: Grande Região Leste.** Volume V. Publicação Nº 19. Rio de Janeiro, RJ: Biblioteca Geográfica Brasileira. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Conselho Nacional de Geografia, 1965. pp. 091-139.
- GARCEZ, L.N.; ALVAREZ, G. A. **Hidrologia.** 2º ed. São Paulo, SP: Edgard-Blücher, 1988. 291 p.

- GARCEZ, Angelina Nobre Rolim; FREITAS, Antonio Fernando G. de . *Bahia Cacaueira: um estudo de história recente*. **Estudos baianos**. Salvador, BA: Universidade Federal da Bahia. Número 11, 1979.
- GIANNINI, P. C.; RICCOMINI, C. *Sedimentos e processos sedimentares*. **Decifrando a Terra**. TEIXEIRA, W. *et al.* (Orgs.). São Paulo, SP: USP/Oficina de Textos, 2001.
- GIOMETTI, Analúcia B.R.; GARCIA, Gilberto J. *Análises morfométrica e hidrográfica da bacia do rio Jacaré-Pepira – SP*. **Geografia**. SP, Rio Claro, 19 (2): 183-195, outubro de 1994. pp. 183-195.
- GONÇALVES, Ronaldo do Nascimento; PEREIRA, Regina Francisca. *Climatologia em Uso potencial da Terra*. **Projeto RADAMBRASIL. Folha SD. 24 Salvador: Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso potencial da terra**. (Acompanha material cartográfico em escala 1: 1.000.000). RJ: Ministério das Minas e Energia, 1981. pp. 582-620.
- GUERRA, Antônio Teixeira; GUERRA, Antonio José Teixeira. **Novo Dicionário Geológico-Geomorfológico**. Rio de Janeiro, RJ: Bertrand Brasil, 1997. 648 p.
- IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Enciclopédia dos municípios brasileiros. Volume XX (Municípios do Estado da Bahia)**. Rio de Janeiro, RJ: IBGE, 1958.
- _____. **Divisão Regional do Brasil em Mesorregiões e Microrregiões Geográficas**. Rio de Janeiro, RJ: IBGE, 1990.
- _____. **Censo Demográfico 1991**. Rio de Janeiro, RJ: IBGE, 1991.
- _____. **Contagem da população - 1996**. Rio de Janeiro, RJ: IBGE, 1996.
- _____. **Glossário Geológico**. Departamento de Recursos Naturais e estudos Ambientais. Rio de Janeiro, RJ: IBGE, 1999. 214 p.
- _____. **Censo 2000 – Dados Preliminares**. Rio de Janeiro, RJ: IBGE, 2001.
- IESB. Instituto de Estudos Sócio-Econômicos do Sul da Bahia. **Mosaico georreferenciado de fotografias aéreas não convencionais da bacia do Jeribucassu – escala 1: 15.000**. Ilhéus, BA, 1997A.

- _____. _____. **Mosaico georreferenciado de fotografias aéreas não convencionais das bacias dos rios Jeribucassu e Burundanga – escala 1: 25.000.** Ilhéus, BA, 1997B.
- INDA, Hermes Augusto Verner; BARBOSA, Johildo Figueiredo. **Texto explicativo para o Mapa Geológico do Estado da Bahia, escala 1: 1.000.000.** BA, Salvador: Secretaria de Minas e Energia / Coordenação da Produção Mineral, 1978. 137 p.
- JORNAL DA APA. *Novo projeto vai trabalhar com as comunidades rurais da APA. Jornal da APA.* Itacaré-Serra Grande, BA. Volume 01. Ano II. Número 15. Setembro de 2000. p. 09.
- KING, Lester C. **The morphology of the Earth – A study and synthesis of world scenery.** Second edition. Great Britain: Oliver and Boyd Ltd, 1967. 726 p.
- KOHLER, Heinz Charles. **A escala na análise geomorfológica.** Trabalho apresentado no Colóquio *O discurso geográfico na aurora do século XXI*. Florianópolis, SC: UFSC, 27-29 de novembro de 1996.
- LEPSCH, Igo F. **Solos – formação e conservação.** SP: Melhoramentos, 1977.
- LIMA, Carlos César Uchoa de. *O neotectonismo na costa do sudeste e do nordeste brasileiro.* **Revista de Ciência e Tecnologia.** Piracicaba, SP: Universidade Metodista de Piracicaba. Volume 8, junho de 2000. pp. 91-101.
- LIMA, Mário Ivan Cardoso de; FONSÊCA, Enéas Góis de; OLIVEIRA, Élson Paiva de; GHIGNONE, João Ítalo; ROCHA, Roberval Matos; CARMO, Ubirajara Ferreira do; SILVA, José Maurício Rangel da; SIGA JR, Osvaldo. **Geologia. Projeto RADAMBRASIL. Folha SD. 24 Salvador: Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso potencial da terra.** (Acompanha material cartográfico em escala 1: 1.000.000). RJ: Ministério das Minas e Energia, 1981. pp. 25-192.
- MARTIN, Louis; BITTENCOURT, Abílio Carlos da Silva Pinto; VILAS BOAS, Geraldo da Siva; FLEXOR, Jean Marie. **Mapa Geológico do Quaternário Costeiro da Bahia /escala 1: 250.000 – Texto Explicativo.** Salvador, BA: Secretaria das Minas e Energia/Coordenação da Produção Mineral, 1980. 60 p.
- MELIANI, Paulo Fernando. **Mapeamento e análise quantitativa da rede hidrográfica da bacia do rio Jeribucassu, Itacaré, Bahia.** Monografia de Bacharelado em Geografia. Florianópolis, Santa Catarina: Universidade Federal de Santa Catarina, 2001. 64 p.

- MELIANI, Paulo Fernando; CARVALHO, Reginaldo José de. *Morfogênese das plataformas de abrasão marinha na costa sul de Itacaré, Estado da Bahia. Anais do IV Simpósio Nacional de Geomorfologia*. Volume 01 – Programas e resumos. São Luis, MA: Universidade Federal do Maranhão, 2002. pp. 62
- MELLO e SILVA, S.; LEÃO, S.; SILVA, B. **Urbanização e metropolização no Estado da Bahia – Evolução e dinâmica**. Salvador, Bahia: Centro Editorial e Didática da UFBA, 1989.
- MELO, Roberto Campelo de; SOUZA, João Dalton. *Estratigrafia. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Itabuna. Folha SD.24-Y-B-VI. Estado da Bahia*. Organizado por João Alves Arcanjo – Escala 1: 100.000. Brasília: CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais), 1997. pp. 33-109.
- MENDES, Josué Camargo. **Elementos de estratigrafia**. São Paulo, SP: T. A. Queiroz Editor/Editora da Universidade de São Paulo, 1984.
- MOREIRA, Amélia Alba Nogueira. *Relevo. Geografia do Brasil: Grande Região Leste*. Volume V. Publicação Nº 19. Rio de Janeiro, RJ: Biblioteca Geográfica Brasileira. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Conselho Nacional de Geografia, 1965. pp. 07-54.
- NIMER, Edmon. **Climatologia do Brasil**. Rio de Janeiro, RJ: IBGE, 1979. 421 p.
- NENTWIG SILVA, Barbara-Christine; NASCIMENTO, Dária Maria Cardoso; PEREIRA, Gilberto Corso; SOUZA, Jaimeval Caetano de; CUNHA, Maria da Conceição de Oliveira; MELLO e SILVA, Sylvio Bandeira de. **Atlas Escolar, Bahia: espaço geo-histórico e cultural**. João Pessoa, PB: Grafset, 2000. 171 p.
- NUNES, Bernardo Thadeu de Almeida; RAMOS, Vera Lúcia de Sousa; DILLINGER, Ana Maria Simões. *Geomorfologia. Projeto RADAMBRASIL. Folha SD. 24 Salvador: Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso potencial da terra*. (Acompanha material cartográfico em escala 1: 1.000.000). RJ: Ministério das Minas e Energia, 1981. pp. 183-276.
- NUNES, Bernardo de Almeida; RIBEIRO, Maria Inês de Castro; ALMEIDA, Valter Jesus de; NATALI FILHO, Trento. **Manual Técnico de Geomorfologia**. Série Manuais Técnicos em Geociências – número 05. Rio de Janeiro: IBGE, 1.995.

- OLIVEIRA, João Bertoldo de; JACOMINE, Paulo Klinger Tito; CAMARGO, Marcelo Nunes. **Classes gerais de solos do Brasil: guia auxiliar para o seu reconhecimento**. Jaboticabal, SP: FUNEP, 1992. 201 p.
- PENTEADO, Margarida Maria. **Fundamentos de Geomorfologia**. 2ª ed. Rio de Janeiro, RJ: Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 1978. 180 p.
- PETRI, Setembrino; FÚLFARO, Vicente José. **Geologia do Brasil (Fanerozóico)**. São Paulo, SP: Editora da USP, 1983. 558 p.
- PINTO, N.de S.; HOLTZ, A.C.T.; MARTINS, J.A.; GOMIDE, F.L.S. **Hidrologia básica**. SP: Edgard Blücher, 1976. 278 pp.
- PIRES, Fernando Roberto Mendes. *Arcabouço geológico*. **Geomorfologia do Brasil**. CUNHA, S.B.da; GUERRA, A.J.T. (orgs). Rio de Janeiro, RJ: Bertrand-Brasil, 1998. pp. 17-69.
- PORTO, Cláudio Gerheim. *Intemperismo em regiões tropicais*. **Geomorfologia e Meio Ambiente**. GUERRA, A. T.; CUNHA, S. B. Rio de Janeiro, RJ: Bertrand-Brasil, 1996. pp. 25-57.
- PRADO, Hélio do. **Manual de classificação dos solos do Brasil**. 3ª ed. Jaboticabal, SP: FUNEP, 1996. 194 p.
- QUEIROZ NETO, J. P. *Sistemas de representação cartográfica empregados nas regiões do Parateí, São Pedro e Marília*. **Anais do Colóquio Interdisciplinar Franco-Brasileiro “Estudo e cartografia de formações superficiais e suas aplicações em regiões tropicais” – Volume I: Comunicações e debates**. São Paulo, SP: Universidade de São Paulo, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Departamento de Geografia, 1983. pp. 23-36.
- REIS, Danilo José Santana dos. **Comportamento dos indicadores sócio-econômicos do município de Itacaré no período de 1971 a 1996**. Monografia de Graduação em Ciências Econômicas. Ilhéus, Bahia: Universidade Estadual de Santa Cruz, 2002. 56 p.
- RESENDE, Mauro; CURI, Nilton, REZENDE, Sérvulo Batista de; CORRÊA, Gilberto Fernandes. **Pedologia: base para distinção de ambientes**. 3ª ed. Viçosa, MG: NEPUT, 1999. 338 p.
- RIGHI, D. *Podzosols*. **Référentiel Pédologique Français**. 3^{ème} proposition. Plaisir, France: Association Française pour l'Etude du Sol, 1990. pp. 155-160.

- ROSS, Jurandyr Luciano Sanches. *Geomorfologia ambiental*. **Geomorfologia do Brasil**. CUNHA, S.B.da; GUERRA, A.J.T. (orgs). Rio de Janeiro, RJ: Bertrand Brasil, 1998. pp. 351-388.
- _____. *Os fundamentos da Geografia da Natureza*. **Geografia do Brasil**. ROSS, Jurandyr L. Sanches (ORG.). São Paulo, SP: Editora da Universidade de São Paulo, 1996. pp. 15-65.
- RUELLAN, Alain; QUEIROZ NETO, José P. (Coords.). *A importância do conhecimento da cobertura pedológica: a análise estrutural*. **A responsabilidade social da Ciência do Solo**. MONIZ, Antônio C.; FURLANI, Angela M.C.; FURLANI, Pedro; FREITAS, Sueli S. (orgs). São Paulo, Campinas: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1988.
- SANTOS, Milton. **Zona do Cacau – Introdução ao Estudo Geográfico**. 2ª ed. São Paulo, SP: Companhia Editora Nacional, 1957. 125 p.
- SILVA, Maurício; MELIANI, Paulo Fernando. **Evolução do desmatamento na bacia do rio Jeribucassu em Itacaré, Bahia, entre 1965 e 1997**. (no prelo).
- SILVA, Glailson, SANTOS, Joel Hamilton Gomes dos, CORRÊA, Paulo Roberto. *Pedologia*. **Projeto RADAMBRASIL. Folha SD. 24 Salvador: Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso potencial da terra**. (Acompanha material cartográfico em escala 1: 1.000.000). RJ: Ministério das Minas e Energia, 1981. pp. 277-404.
- SILVEIRA, André L. L. da. *Ciclo hidrológico e bacia hidrográfica*. **Hidrologia: ciência e aplicação**. TUCCI, C.E.M. (org.). RS, Porto Alegre: Editora da Universidade/ABRH, 1997. pp. 35-51.
- STRAHLER, Arthur N. **Introduction to Physical Geography**. New York: John Wiley e Sons, 1965. 437 p.
- SUGUIO, Kenitiro; BIGARELLA, João José. **Ambientes Fluviais**. 2ª ed. Florianópolis, SC: Editora da UFSC, 1990. 183 p.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M.; AZEVEDO, A.E.G. *Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira*. **Revista Brasileira de Geociências**. Rio de Janeiro, RJ, Volume 15, Número 04, pp. 273-286, 1985.

- TOMAZZOLI, Edison Ramos; PELLERIN, Joël Robert Marcel. *Alvéolos e vales suspensos: feições erosivas comuns no relevo da Ilha de Santa Catarina (SC)*. **IX Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada – Resumos**. Recife, PE: Universidade Federal de Pernambuco, 14 a 18 de novembro de 2001. p. 97.
- TRICART, Jean. *A geomorfologia nos estudos integrados de ordenação do meio natural*. **Boletim Geográfico**. Número 251. Ano 34. Rio de Janeiro, RJ: IBGE, 1976. pp. 15-42.
- TUBELIS, Antonio; NASCIMENTO, Fernando José Lino do. **Meteorologia Descritiva: Fundamentos e Aplicações Brasileiras**. 1ª ed. São Paulo, SP: Nobel, 1986. 374 p.
- VeS ENGENHEIROS CONSULTORES S/C. **Diagnóstico do Meio Físico, Biótico e Sócio-Econômico da Área de Proteção de Itacaré-Serra Grande**. (Acompanha material cartográfico em escala 1: 25.000). Salvador, Bahia: 1996A (mimeo).
- _____. **Zoneamento e Plano de Gestão da Área de Proteção de Itacaré-Serra Grande**. (Acompanha material cartográfico em escala 1: 25.000). BA: Salvador, 1996B (mimeo).
- VIEIRA, Lúcio S.; VIEIRA, Maria de N. **Manual de morfologia e classificação de solos**. SP: Agronômica Ceres, 1983.
- VILLELA, Swami Marcondes; MATTOS, Arthur. **Hidrologia aplicada**. SP, São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1975. 246 pp.
- WILLWOCK, Jorge Alberto. *A costa brasileira: Geologia e evolução*. **Notas Técnicas**. Porto Alegre, RS: CECO-Instituto de Geociências, número 07, 1994. pp. 38-49.
- VIRGENS FILHO, A. de C. *et. al.* **A CEPLAC e a crise da lavoura cacaueira**. Documento apresentado no Fórum Setorial do Cacau. Ilhéus, Bahia: CEPLAC, 1993.